Uppsala 1978

SNV PM 1030
NLU Rapport 93

Dynamiska studier i Vänern och Ekoln

Dynamic studies in Lake Vänern and Lake Ekoln

Hans Kvarnäs

Rapport från
STATENS NATURVÅRDSVERK 1978

Föreliggande rapport grundar sig på arbeten utförda med ekonomiskt stöd från forskningsnämnden vid statens naturvårdsverk.

Författaren är ensam ansvarig för rapportens innehåll, varför detta ej kan åberopas som representerande naturvårdsverkets ståndpunkt.

Solna i april 1978

Statens naturvårdsverk
Forskningssekretariatet

SNV PM 1030
NLU Rapport 93

DYNAMISKA STUDIER I VÄNERN OCH EKOLN

Dynamic studies in Lake Vänern and Lake Ekoln

Hans Kvarnäs

NATURVÅRDSVERKETS LIMNOLOGISKA UNDERSÖKNING
Box 557
751 22 UPPSALA

Telefon
018/14 62 80

I n n e h å l l

	sid.
SAMMANFATTNING	5
Summary	8
INLEDNING	11
SYFTE	11
1. ALLMÄNT (DEL I). VÄNERN	12
1.1. Metod	15
1.2. Områdesbeskrivningar och provtagningsnät	17
1.2.1. Vänern	17
1.2.2. Värmlandsnäs	19
1.2.3. Värmlandsnäs - Kilsudde	20
1.3. Resultat och diskussion	21
1.3.1. Regionala variationer	21
1.3.2. Temporala variationer	26
1.3.3. Transporter och vattenmassor	30
1.4. Slutsatser	34
2. ALLMÄNT (DEL II). EKOLN	35
2.1. Områdesbeskrivning	36
2.1.1. Volym- och arealförhållanden	36
2.1.2. Klimat	40
2.2. Data och metoder	41
2.2.1. Stationsnät	41
2.2.2. Provtagningar	42
2.2.3. Provtagnings- och analysmetodik	44
2.2.4. Bestämning av Fyrisåns avbördningsfunktion	45
2.2.5. Beräkning av Fyrisåns temperatur	47
2.3. Meteorologiska och hydrologiska förhållanden 1971	49
2.3.1. Meteorologiska förhållanden	49
2.3.2. Vattenföring	50
2.3.3. Transporterat material	52
2.3.4. Temperaturförhållanden i Fyrisån och Ekoln	54
2.4. Ekolns hydrologi (sammanfattning)	56
2.5. Modell	60
2.5.1. Massbalansekvation	60
2.5.2. Modellstruktur	62
2.5.3. Ingående processer	63
2.5.4. Blandningsekvationer	65

UNIV. LEIDEN BIBL.

2.5.5. Modellflöde 69
2.6. Modellresultat och diskussion 74
2.7. Slutsatser 80
3. SLUTORD 81
4. LITTERATURFÖRTECKNING 81

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548915_0005

DYNAMISKA STUDIER I VÄNERN OCH EKOLN

Hans Kvarnäs

SAMMANFATTNING

Inom ramen för Naturvårdsverkets limnologiska undersökning (NLU), som detta arbete har utförts, har sedan 1968 fysikaliska studier bedrivits parallellt med kemisk, sedimentologisk och biologisk undersökningsverksamhet.

Syftet med denna studie har, sett i ett vidare perspektiv, varit att studera de fysikaliska samband som är direkt tillämpbara inom ämnesområdena limnologi och sedimentologi. Föremålen för denna studie är sjöarna Vänern och Ekoln. Beroende på dessa sjöars stora olikheter både vad gäller storlek, morfometri, vattenrörelse, genomströmningskarakteristika etc. har undersökningsverksamheten i dessa sjöar bedrivits enligt olika linjer.

NLU påbörjade 1972 omfattande undersökningar i Vänern. Som grund för dessa undersökningar utarbetades ett program enligt detta skall de hydrologiska arbetena bedrivas enligt följande: "De hydrologiska undersökningarna bör i första hand inriktas på en kartläggning av de storskaliga strömningsmönstren. Det gäller, dels strömsystemen i de båda stora bassängerna, Värmlandssjön och Dalbosjön, dels utbytet av vatten genom sunden mellan dessa bassänger. Det är också angeläget att så snart som möjligt få frågan om utbytet av vatten mellan skärgårdsområdena och öppna Vänern närmare belyst."

I del I av föreliggande arbete har framför allt Vänerns strömningsdynamik studerats med huvudsyfte att nå en ökad kännedom om Vänerns storskaliga rörelsemönster.

Strömningsförhållandena i Värmlandssjön har tidigare varit föremål för studier av författaren, varvid konstaterats att den storstilade strömningen är geostrofisk och cyklonal. I föreliggande arbete har strömningsmönstret studerats ytterligare, varvid upplösningen ökats genom tätare observationer både i tid och rum. Undersökningarna har utförts under två intensivmätningsveckor i juli 1974 och 1975 i dels ett väst-östligt snitt tvärs över Värmlandssjön (1975) och dels i ett område i anslutning till Värmlandsnäs östra strand.

Den metod som används för att beräkna ström är den s.k. dynamiska höjdmetoden, som ursprungligen är avsedd att tillämpas vid oceanografiska förhållanden. För en verifiering av de beräknade strömmarna har ström mätts med hjälp av gelatinpendlar parallellt med temperatur och salthaltsmätningar.

Undersökningarna har visat att strömmarna i huvudsak är sydgående längs Värmlandsnäs och nordgående längs Värmlandssjöns östra strand. Strömmarna är i regel begränsade till området mellan ytan och språngskiktet och är kraftigast i ett cirka 2 - 4 km brett band nära kusterna. Dessa strömmar är starkt geostrofiska men överlagras ofta av direkt vindinducerad ström

av Ekmantyp koncentrerad till ytskiktet. Vid medelvärdesbildning av strömdata över en längre tidsperiod ökar korrelationen mellan uppmätt och geostrofiskt beräknad ström, vilket beror på att övriga strömkomponenter framför allt den vindinducerade Ekmanströmmen tenderar att vektoriellt sett gå mot noll på grund av vindvariationerna.

I anslutning till kusterna har motriktade strömmar observerats "inkapslade" i huvudströmmen. Dessa motriktade strömmar är troligtvis orsakade av en topografisk våg av Kelvintyp, vars period beräknats till fem dygn.

Strömmarna mellan språngskiktet och botten är i regel motriktade ytströmmarna. Transportmässigt svarar de för en stor del av vattenomsättningen.

Som slutsats kan man konstatera att Vänern är tillräckligt stor för att många av de lagar som styr förhållandena i haven och de större sjöarna även är tillämpbara för Vänern. Kännetecknande för en stor sjö är förekomsten av "termal bar", geostrofisk strömning, "costal jets" och framåtskridande vågrörelser av Kelvintyp i kombination med stående vågor. Alla dessa fenomen har kunnat observeras i Vänern. Men i Vänern har även iakttagits processer som förekommer i betydligt mindre sjöar t. ex. Ekoln. Sålunda har Klarälven kunnat spåras i en stor del av centrala Värmlandssjön efter inskiktning på den nivå där den täthetsmässigt hör hemma på samma sätt som Fyrisån kunnat spåras i Ekoln.

Redan 1968 initierades inom NLU, förutvarande Mälarundersökningen, hydrologiska undersökningar. Dessa ansågs vara ett nödvändigt komplement till övrig limnologisk undersökningsverksamhet i Mälaren som pågått sedan 1964. Målsättningen med dessa undersökningar var att fastställa och beskriva de naturliga hydrologiska variationerna inom Mälaren och dess avrinningsområde, samt att studera hur dessa påverkar de limnologiska förhållandena.

I del II av avhandligen behandlas Ekolns dynamik varvid målsättningen har varit att studera hur ett långsammare system (sjön) interfererar med ett system med snabba variationer (tillflödet). Detta visas med hjälp av en modell som beskriver salthaltsvariationerna i sjön som en funktion av hydrologiska, meteorologiska och morfometriska parametrar.

Denna del inledes med en karakteristik av Ekoln och dess avrinningsområde följt av en metoddel. Därpå ges en översiktlig framställning av de hydrologiska och meteorologiska förhållandena, varvid fästes störst vikt vid de processer som har betydelse för modellen. Denna behandlas sist i föreliggande arbete.

Metoden har varit att utifrån fältinformation erhålla empiriska fysikaliska samband som beskriver den integrerade verkan av de ingående processerna på någon kemisk variabel utan att i detalj karakterisera de ingående processerna. Detta är möjligt genom att parallellt med kvalitativa fysikaliska processtudier studera den kemiska responsen på processerna, d.v.s. ett halvempiriskt betraktelsesätt grundat på fältstudier av kemiska och fysikaliska variabler.

Ansatsen är gjord i form av en modell där avsikten är att visa att man enbart från meteorologiska och morfometriska data kan förutsäga bland annat totalsalthaltens variation temporalt och vertikalt i en sjö.

I modellen beskrivs salthaltsvariationen (med hjälp av ett begränsat antal indata, empiriska samband och blandningsekvationer) som en funktion

av djup och tid. Massbalansekvationen utgör i modifierad form det centrala i modellen. Den tillämpas genom upprepad användning tidssteg för tidssteg. Indata består av morfometriska data, landarea, sjöarea, sjövolym och hypsografiska kurvan, vattenföring, vattenstånd, vattentemperatur och salthalt i tillflödena. Utdata består av bland annat salthaltsfördelningen i Ekoln.

Saltbalansundersökningen visar att den största omsättningen av salter sker under vårfloden trots att salthalten i det inströmmande vattnet då är låg.

Totalt under året (1971) omsätts 0.99 milj. ton salter varav under vårfloden (40 dygn) 0.35 milj. ton omsätts motsvarande 36 % av totala omsättningen.

De erhållna resultaten visar att förhållanden under vårfloden är helt avgörande för de långsammare fleråriga svängningarna i systemets saltbalans. Under ett normalår med normal vårflod är omsättningen av salter betydligt större än under teståret 1971.

Under vintern sker en upplagring av salter i Ekoln - saltutflödet är mindre än saltinflödet. Under vårfloden är uttransporten större än intransporten beroende på att saltare vintervatten trängs ut på bekostnad av saltfattigt vårflodsvatten. Under sommarmånaderna växlar förhållandena, men från och med september börjar sjön på nytt att bygga upp ett överskott som fortgår med smärre avbrott fram till undersökningsperiodens slut.

De beräknade inskiktningsförhållandena överensstämmer väl med de observerade. Inskiktning i ytan förekommer enbart under vår och försommar, sammanlagt 12.3 % av tiden. Inskiktning på en mellanliggande nivå förekommer under sommaren men har även förekommit i enstaka fall under senhösten. Sammanlagt förekommer inskiktning i ett intermediärt skikt 42.5 % av tiden. Inskiktning i bottenregionen förekommer under höst- och vinterperioden sammanlagt 45.2 % av tiden.

Inte mindre än 15 ggr/år sker övergång från en regim till en annan. Förekomsten av dessa övergångar är mest frekvent under vårperioden. De orsakas då av stora temporala täthetsvariationer i tillflödet, vilka i sin tur är en följd av stora variationer i både salthalt och temperatur i samband med vårfloden.

Sammanfattningsvis kan alltså konstateras att de meteorologiska processerna styr inte bara en sjös dynamik utan även dess inskiktningsförhållanden och saltbalans.

Förutsatt att man känner till de icke konservativa ämnenas (t. ex. fosfor) nedbrytningshastighet och sedimentation bör även fördelning av sådana icke konservativa substanser kunna modelleras enligt det tillvägagångssätt som redovisats i detta arbete.

NATIONAL SWEDISH ENVIRONMENT PROTECTION BOARD,
LIMNOLOGICAL SURVEY, UPPSALA
SNV PM 1030 NLU Report 93

DYNAMIC STUDIES IN LAKE VÄNERN AND LAKE EKOLN

Hans Kvarnäs

SUMMARY

Since 1968 physical studies have been performed parallel to chemical, sedimentological and biological studies in the large lakes of Sweden. These studies were undertaken as part of the National Swedish Environment Protection Board, Limnological Survey (NLU) Uppsala.

The aim of this study has, in a broader perspective, been to study those physical relationships which can directly be applied to limnology and sedimentology. The objects for this study have been Lake Vänern and Lake Ekoln. Due to the big differences between those lakes with respect to size, morphometry, water movement, flow-through characteristics etc, the investigations in the lakes have been carried out in different ways.

In 1972, NLU started extensive investigations in Lake Vänern. According to the program for these investigations the hydrological investigations should be conducted as follows: "The hydrological investigations shall primarily be focused on a mapping of the large scale current patterns, in the two basins, Lake Värmlandssjön and Lake Dalbosjön as well as the water exchange in the strait between these two basins. It is also important, as soon as possible, to throw light on the question of exchange of water between archipelagic areas and open lake."

In part I of this work, Lake Vänern has been studied with emphasis on obtaining further knowledge of its large scale current pattern.

The currents of Lake Värmlandssjön have earlier been studied. These investigations showed that the current pattern was geostrophic and cyclonic. In this study, the current structure has been further investigated with an increased resolution of observations both in time and space. The investigations have been carried out during two intensive fieldweeks in July 1974 and July 1975 in a west to east cross section in Lake Värmlandssjön and in an area close to the eastern shore of Värmlandsnäs.

The method used is the dynamic height method which originally was used in oceanographic investigations.

For verification purposes direct current measurements with gelatine pendulums have been made parallel to temperature and salinity measurements.

The investigations have shown that the currents are generally directed southward along the coast of Värmlandsnäs and northward in the eastern parts of Lake Värmlandssjön.

The currents are concentrated to the epilimnion and strongest in a 2 to 4 km wide passage close to the shores. These currents are highly geostrophic but are often superimposed by currents of wind induced Ekman type.

When considering mean values, covering a long period of time the correlation between observed and computed currents is increased which is due mainly to the fact that the average Ekman current-vector tends to zero because of wind variations.

Close to the shore, countercurrents have been observed in the main current. These countercurrents are probably caused by an internal Kelvin type wave, the period of which has been calculated to 5 days.

The hypolimnic currents are very often directed opposite to the surface currents and their related transport account for a large portion of the calculated transports.

As a conclusion it can be stated that Lake Vänern is large enough to behave like the oceans and great lakes of the world in many aspects. A great lake is in the temperate zone characterized by the occurrence of a thermal bar, geostrophic currents, coastal jets and progressive waves of Kelvin type in combination with standing waves. All these features have been observed in Lake Vänern. But in this lake, other processes which normally occur in considerably smaller lakes e.g. Lake Ekoln have also been observed. Thus the River Klarälven (the main river entering Lake Vänern) has been traced in big areas of the eastern basin (Lake Värmlandssjön) after its inflow at a density level in the lake, which corresponds to the density of its own.

As early as 1968, hydrological investigations were incorporated as a part of the NLU-activities (at that time named Lake Mälaren Research). Hydrological surveys were considered to be a necessary complement to the other limnological investigations which had been going on since 1964. The aims of these hydrological investigations were to describe the natural hydrological variations within Lake Mälaren and its drainage area and to study how these variations influence the limnological conditions.

In part II of this study the dynamics of Lake Ekoln is described and the aim is to study how a slower system (the lake) interacts with a system with rapid and big fluctuations (the river). This is shown with help of a model by which the variations of the total contents of dissolved solids in the lake, as a function of hydrologic, meteorologic and morphologic parameters, are described.

In this part first Lake Ekoln with its drainage area is described. After that the methods used are presented, followed by a section in which hydrological and meteorological conditions are described with special regard to those conditions important to the model which is presented at the end of this study.

The method is to derive (from field information) those empirical physical relations which describe the integrated effect by the processes involved on some chemical parameter without characterizing the process itself in detail.

This is possible by studying the chemical response of the process parallel to qualitative physical process studies - in other words a half-empirical approach based on field studies of chemical and physical variables.

The approach is made in the form of a model, showing that the salt variations within a lake can be predicted using only meteorological and morphometric data.

In the model the salt variations are described by a limited number of input variables, empirically derived relations and mixing equations based on a mass balance formula. The mixing equations form the main ingredient of the model. One of these mixing equations is selected for each time-step and inflow criteria decide which equation should be used.

Input data are as follows: morphometric data (drainage area, lake area, lake volume and hypsographic curve), discharge, water stage, water temperature and salinity. Output data are, among other things, vertical and temporal distribution of the total contents of dissolved solids and a salt budget of Lake Ekoln.

The salt budget shows that the greatest turnover of dissolved solids occurs during spring flood in spite of the fact that the salt content of the inflowing water then is at its lowest.

The yearly (1971) renewal was 0.99 million tons of salts. During the spring flood (40 days) 0.35 million tons or 36 % were renewed. Results obtained show that the size of the spring flood has a considerable influence on the long term fluctuations of salts in Lake Ekoln. During a "normal" year the renewal of salts is much greater than during this test year 1971.

In the winter, salts are stored in deeper parts of Lake Ekoln and salt inflow is greater than salt outflow. During the spring flood, the outflow of salts is greater than the inflow because saltier "winter water" is pushed out at the expense of spring flood water with a low salt content. In the summer the conditions are changing but from September salts are again stored in the lake.

The computed inflow regimes agree quite well with those observed. Overflow dominates during spring and early summer (12.3 % of the year). Interflow is a common feature during summer but has also occured during late autumn. Interflow occurs during 42.5 % of the year. Underflow dominates during autumn and winter in 45.2 % of time. Inflow regime is changed as many as 15 times per year. These changes are most frequent during the spring. The frequent changes of the regimes are the result of the big variations of density, temperature and salinity in connection with the spring flood.

Provided that the sedimentation and/or biological activity of non-conservative substances (e.g. phosphorus) is known, the vertical and temporal variations of such substances could also be calculated according to the proposed model.

INLEDNING

Sjöhydrologin är en vetenskap, som utifrån bestämda fysikaliska lagar beskriver både kvantitativt och kvalitativt de fysikaliska processerna i en sjö. Dessa processer är avhängiga av sjöns morfometriska egenskaper liksom de meteorologiska och klimatologiska förhållandena. Som vetenskap kan den betraktas som relativt ung och det är först under de senaste 30 åren som dess betydelse framför allt i limnologiska sammanhang starkare uppmärksammats.

Sjöhydrologin är nära besläktad med oceanografi och meteorologi och många av dess lagar är direkt hämtade från dessa vetenskaper. Sjöhydrologin har kommit att inta en viktig position såsom basvetenskap vid tillämpade limnologiska studier eftersom fysikaliska processer såsom strömmar och vattenomsättning är fundamentala för förståelsen av de limniska sambanden.

I Sverige liksom i öststaterna har sjöhydrologin kommit att inta en mera självständig position gentemot angränsande ämnesområden medan den i de nordamerikanska staterna fått en fastare anknytning till limnologin och där följdriktigt benämnts fysikalisk limnologi.

Inom ramen för Naturvårdsverkets limnologiska undersökning, som detta arbete har utförts, har sedan 1968 fysikaliska studier bedrivits parallellt med kemisk, sedimentologisk och biologisk undersökningsverksamhet.

I föreliggande arbete behandlas några fysikaliska frågeställningar vars tillämpning nu och i framtiden kan tänkas ha stor betydelse för angränsande ämnesområden.

SYFTE

Syftet med denna studie har, sett i ett vidare perspektiv, varit att studera de fysikaliska samband som är direkt tillämpbara inom ämnesområdena limnologi och sedimentologi. Föremålen för denna studie är sjöarna Vänern och Ekoln. Beroende på dessa sjöars stora olikheter både vad gäller storlek, morfometri, vattenrörelse, genomströmningskarakteristika etc. har undersökningsverksamheten i dessa sjöar bedrivits enligt olika linjer.

Naturvårdsverkets limnologiska undersökning (NLU) påbörjade 1972 omfattande undersökningar i Vänern. Som grund för dessa undersökningar utarbetades ett program - Vänern, ett program för tillförselkontroll, tillsyn

och forskning - publicerat av Naturvårdsverket (SNV, 1972:13). Enligt detta program skall de hydrologiska arbetena bedrivas enligt följande: "De hydrologiska undersökningarna bör i första hand inriktas på en kartläggning av de storskaliga strömningsmönstren. Det gäller, dels strömsystemen i de båda stora bassängerna, Värmlandssjön och Dalbosjön, dels utbytet av vatten genom sunden mellan dessa bassänger. Det är också angeläget att så snart som möjligt få frågan om utbytet av vatten mellan skärgårdsområdena och öppna Vänern närmare belyst."

I del I av föreliggande arbete har framför allt Vänerns strömningsdynamik studerats med huvudsyfte att nå en ökad kännedom om Vänerns storskaliga rörelsemönster.

Redan 1968 initierades inom NLU, förutvarande Mälarundersökningen, hydrologiska undersökningar. Dessa ansågs vara ett nödvändigt komplement till övrig limnologisk undersökningsverksamhet i Mälaren som pågått sedan 1964. Målsättningen med dessa undersökningar var att fastställa och beskriva de naturliga hydrologiska variationerna inom Mälaren och dess avrinningsområde, samt att studera hur dessa påverkar de limnologiska förhållandena.

I del II av avhandlingen behandlas Ekolns dynamik varvid målsättningen har varit att studera hur ett långsammare system (sjön) interfererar med ett system med snabba variationer (tillflödet). Detta visas med hjälp av en modell som beskriver salthaltsvariationerna i sjön som en funktion av hydrologiska, meteorologiska och morfometriska parametrar.

1. ALLMÄNT (DEL I). VÄNERN

Vänerns storstilade strömningsmönster har stor betydelse för den regionala fördelningen av kemiska och biologiska variabler både i det fria vattnet liksom i sedimenten. Strömmarna i Vänern svarar mot vinden på ett mycket komplext sätt. Strömningsmönstret i centrala Värmlandssjön har tidigare studerats varvid framkom att den storstilade strömningen till stor del är geostrofisk och cyklonal under månaderna juni - juli och att strömningsförhållandena med god precision kunde beräknas från dynamiska höjder (Kvarnäs, 1975). Vidare konstaterades att en betydande vattentransport måste äga rum utanför dåvarande undersökningsområde, d.v.s. i Vänerns randområden.

I Vänern liksom i de nordamerikanska stora sjöarna har även konstaterats att strömstrukturen i de kustnära områdena markant skiljer sig från förhållandena i det fria vattnet. En påtvingad styrning av strömmen längs kusterna i större sjöar sker i ett cirka 10 km brett bälte, beskrivet av Csanady (1975) som: "The coastal boundary layer may be defined in principle as the band of water within which relatively persistent longshore flow dominates." Vid en rad undersökningar i Great Lakes har strukturen hos denna typ av strömmar ("coastal jets") behandlats.

Csanady (1967 och 1968) studerade en linjär analytisk modell för en cirkulär skiktad sjö med enhetligt djup. Modellen förutsade en baroklin "coastal jet" liksom kvasigeostrofiska strömmar som liknar interna Kelvinvågor. Birchfield (1967) konstruerade en oskiktad (d.v.s. barotrop) sjömodell med paraboliskt djup inkluderande bottenfriktion som genererade en "coastal jet" samt en motriktad ström mellan den zon där jetströmmarna förekommer och land.

Scott och Landsberg (1969) uppdelade den totala strömmen i komponenterna V_B (barotropa komponenten), V_G (baroklina komponenten) och V_E (Ekmankomponenten) och fann att V_G utgör den dominerande delen speciellt i den ytzon där jetströmmen finns. I de underliggande skikten var strömmen motriktad och barotrop, d.v.s. oberoende av täthetsgradienter. Fältdata antydde att jetströmmen hade karaktären av en kvasigeostrofisk Kelvinvåg tidigare beskriven av Mortimer (1963) och Csanady (1968).

Scott, Jekel och Fenlon (1971) fann vid studier i Lake Ontario att "coastal jets" i medeltal är nästan helt baroklina och anpassar sig snabbt till baroklinitet. Csanady och Scott (1974) finner med hjälp av en linjär dynamisk modell att en vindpuls genererar "coastal jets" som initialt strömmar från lovartsidans stagnationspunkt längs båda stränderna mot läsidan. Detta strömsystem börjar att långsamt rotera moturs vilket medför att strömmen reverserar på vissa lokaler. Flera sådana episoder kunde identifieras i material insamlat från Lake Ontario.

Sammanfattningsvis kan jetströmmarna karaktäriseras enligt följande: Jetströmmarna "coastal jets" utgör den dominerande delen av strömmen längs kusten och deras direkta orsak är vinden. Under sommarmånaderna är de som kraftigast i det varmare ytskiktet. Jordrotationen påverkar

dessa strömmar så att de mycket snabbt (inom ett fåtal timmar) kommer i geostrofisk jämnvikt (Csanady, 1975). Jetströmmar innehåller även en vågrörelsekomponent. Denna beskrivs enklast som en framskridande våg som går moturs runt sjöbäckenet. Den genereras av tryckgradienter orsakade av yt- och språngskiktsdenivelleringar. På grund av att kustlinjen ändrar riktning uppstår längs kusten gradienter vilka ej balanseras av corioliskraften. Utmärkande för denna vågrörelse är att det på vågens baksida uppstår motriktade strömmar som kan observeras i fält.

Ovan har strukturen av strömmen i det kustnära området behandlats, men även vattenutbytet mellan detta och centrala sjön är av stort intresse. I det fria vattnet äger den klassiska Ekmantransporten rum d.v.s. strömmen avlänkas till höger om vindriktningen. I ett morfometriskt slutet system som t. ex. Värmlandssjön blir nettoeffekten den att en cyklonal cirkulation uppstår varvid corioliskraften balanseras av gradientkraften. För Vänerns del utgör Värmlandsnäskusten med hänsyn tagen till den tunga lokaliseringen av industrier norr därom en potentiell riskzon för skador orsakade av t. ex. industriutsläpp. Därför spelar vattenutbytet mellan kustområdet och sjöns centrala delar en mycket stor roll. Kunskapen om de processer som styr detta utbyte är internationellt sett mycket begränsad och endast kvalitativa ansatser har gjorts. Fältdata insamlade för Vänern är ej lämpade för studier av denna form av vattenutbyte. Csanady (1975) konstaterar: "Secondary flow perpendicular to shore ("crossflow" for short) is less well understood, although its understanding is crucial for a parameterization of the mass exchange between coastal zone and midlakes." Czanady särskiljer där tre typer av processer involverade i denna utbytesmekanism där utbytet till följd av växlingen mellan upp- och nedvällningssituationer beskrivs som den dominerade processen. För att i någon mån kunna kvantifiera detta utbyte måste frekvensen av vindväxlingar, språngskiktsfluktuationer, liksom frekvensen av den tidigare beskrivna framskridande vågrörelsen studeras. En annan komponent i utbytet mellan kustzonen och det fria vattnet utgör det komplexa samspel mellan turbulent friktion, bottenfriktion och corioliseffekt som vinden orsakar. Som en tredje process vari "cross flow" kan tänkas förekomma nämner Csanady att en ideal hastighetsfördelning av Ekmanstruktur över och under ett lutande språngskikt orsakar ett vattenutbyte.

1.1. Metod

De lagar som används vid beräkning av strömmar i oceaner och större sjöar liknar till sin struktur mycket de lagar som gäller för atmosfärisk strömning. Liksom meteorologer beräknar tryckytor i atmosfären för att härleda luftens rörelse, beräknas tryckytor i vattnet för att ur dessa härleda strömmar.

Tryckytornas läge är beroende av densitetsfördelningen i vattenmassan, som i sin tur är en funktion av vattnets kompressibilitet, temperatur och salthalt.

Tryckytornas lutning i relation till horisontalplanet beskriver en kraft i gradientens riktning. Denna kraft balanseras av corioliskraften, vilket medför att en ström induceras vinkelrätt mot tryckgradienten.

Denna strömning kallas geostrofisk strömning. Hastigheten kan uttryckas genom:

$$V_G = 10 \cdot i_d/(1.458 \cdot 10^{-4} \cdot \sin\varphi)$$ (Sverdrup et al., 1942)

där V_G = hastigheten i cm/s;
i_d = isobarytans lutning i cm/m;
φ = latituden.

Metoden, som används för att utföra beräkningar enligt formeln ovan, kallas dynamiska höjdmetoden (Ayers, 1956). Metoden är ursprungligen avsedd att tillämpas vid oceanografiska förhållanden men har även tillämpats i större sjöar; Lake Michigan och Lake Huron (Ayers, 1959), Lake Ontario (Sweers, 1969 ; Scott & Landsberg, 1969).

Den med vattnets täthet och kompressibilitet varierande vattenytans läge över en referensnivå bestäms i ett antal punkter. Vid kartering fås en dynamisk topografi ur vilken strömmar kan härledas. Metoden ger strömmen (V_G) relativt en referensyta och således endast en komponent av den "sanna strömmen" (V). Denna kan uttryckas som:

$$V = V_G + V_B + V_E + V_R$$

där V_B = strömmen under referensnivån;
V_E = den vindinducerade Ekmanströmmen;
V_R = summan av övriga strömkomponenter.

Metodens begränsningar liksom förutsättningarna för dess tillämpbarhet har belysts av många författare (Sverdrup et al., 1942; Sweers, 1969; Scott et al., 1971). Sverdrup anger bland annat att metoden förutsätter att data insamlas synoptiskt (vilket är praktiskt omöjligt) samt att interna seicher verkar störande på resultaten. Vidare bortses från friktionskrafter.

Djupet på referensnivån har av morfometriska skäl (bottentopografi) valts till 40 m i Vänern. I de fall en station varit grundare har närliggande stationsvärden använts för extrapolering.

Fältdata (ström, temperatur och specifik ledningsförmåga) har insamlats med hjälp av gelatinpendlar för strömmätning (Haamer, 1974) och med automatisk provtagningsutrustning (Lemming et al., 1973). Temperaturdata har använts för beräkning av ström med hjälp av den dynamiska höjdmetoden. Decca navigatorsystem har använts för navigering, vilket bedöms ge en positionsnoggrannhet bättre än ±25 m i de aktuella områdena.

För att på bästa sätt kunna jämföra beräknad ström med uppmätt konstruerades, vid undersökningen av ett snitt tvärs över Värmlandssjön, ett provtagningsnät schematiskt illustrerat i figur 1. En sådan konstruktion, där temperaturen mäts på ömse sidor om och på samma avstånd från den vertikal där strömmen mäts, ger två möjligheter att enkelt och optimalt kunna jämföra den beräknade strömmen med den uppmätta:

1. Dynamiska höjder beräknas för samtliga vertikaler.
2. Dynamiska höjder beräknas på varannan vertikal (de vertikaler där ström ej mäts).

I det första fallet beräknas medelströmmen i tvärsnittsareorna A_1 och A_2 medan man i det andra fallet erhåller medelströmmen i tvärsnittsarean (A_1, A_2). Båda metoderna har grovt testats och någon skillnad dem emellan kunde ej konstateras. I 78 % (40 av 52 observationer) erhölls samma riktning på den beräknade som den uppmätta strömmen i båda fallen. Av arbetsbesparande skäl har därför dynamiska höjder beräknats på varannan vertikal.

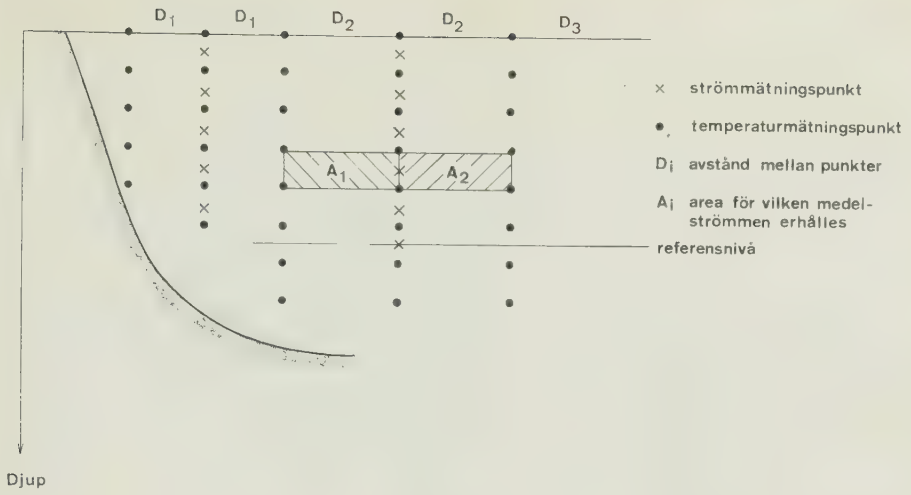


Fig. 1. Princip för val av provtagningspunkter.

1.2. Områdesbeskrivningar och provtagningsnät

1.2.1. Vänern

Vänern är både till sjöytan (5 648 km^2) och volymen (153 km^3) Sveriges största sjö.

I jämförelse med Lake Ontario, till ytan den minsta av de stora nordamerikanska sjöarna, är dock Vänern liten med en yta av endast 30 % av Lake Ontarios yta. Topografiskt sett (fig. 2) kan Vänern karakteriseras som en glacial sjö med markanta tektoniska mönster (Håkanson, 1978). Karakteristiskt för vänerbottnen är dess stora bottenråhet. En förkastningszon, som sträcker sig längs Värmlandsnäs östra strand och söderut mot Lidköping, delar Vänern i två huvudbassänger, Värmlandssjön och Dalbosjön. Dessa båda delar är sammanbundna via ett relativt grunt sund i området Kållandsö - Lurö. Morfometriska data är sammanfattade i tabell 1.

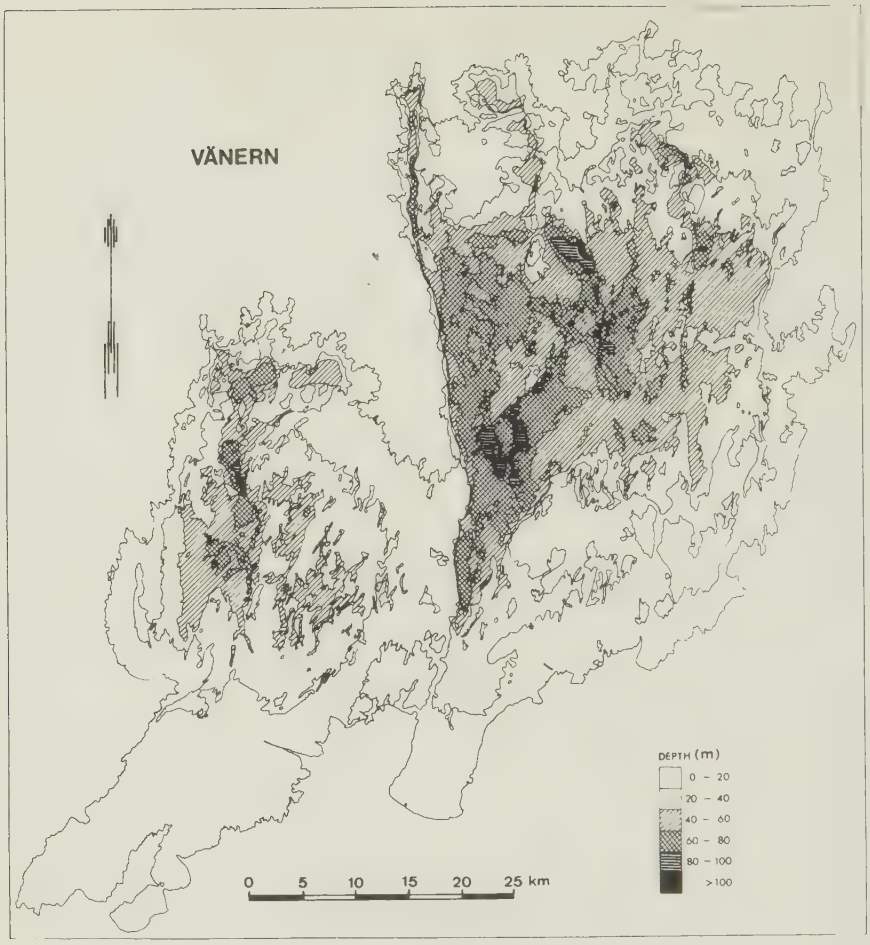


Fig. 2. Djupkarta över Vänern (från Håkanson, 1978).

Tabell 1. Några morfometriska data för Vänern (från Håkanson, 1978).

	Dalbosjön	Värmlandssjön	Hela Vänern
Sjöarea (km^2)	2 066	3 582	5 648
Volym (km^3)	44.3	108.7	153
Medeldjup (m)	21	30	27
Medelvattenföring vid utloppet m^3/s			544

1.2.2. Värmlandsnäs

I juli 1974 utfördes en undersökning i syfte att studera strömförhållandena längs Värmlandsnäs östra strand. Tidigare enstaka observationer har visat att icke obetydliga vattentransporter måste äga rum i strandnära områden. Värmlandsnäsområdet valdes på grund av sin närhet till Vänerns relativt hårt belastade norra del, liksom dess enkla morfometri. Strandlinjen är här rak och djupet är tämligen stort (40 - 80 m). Avsikten var att studera vattenströmmarnas temporala och regionala variationer. Provtagningsnätet (fig. 3) dimensionerades så att varje provtagningspunkt skulle kunna besökas 1 gång/dygn. För verifiering av beräknad ström utfördes i sektion B:s samtliga vertikaler strömmätningar på djupen 6 m, 10 m och 20 m. Temperaturen mättes på varje jämn meter från ytan till botten.

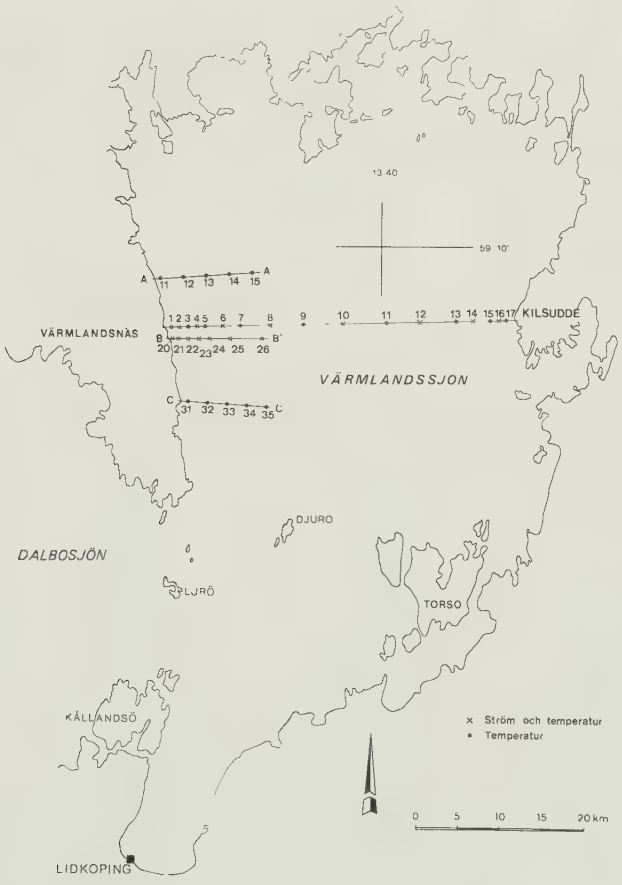


Fig. 3. Provplatskarta över Värmlandssjön (Vänern).

1.2.3. Värmlandsnäs - Kilsudde

I juli 1975 genomfördes en undersökning av ström- och temperaturförhållandena i ett snitt tvärs över Värmlandssjön (fig. 3). Avsikten var att här undersöka finstrukturen i den centrala cirkulationen liksom förhållandena i de strandnära områdena. Ett provtagningsnät med glesare stationsavstånd mot mitten valdes eftersom strömningen i de centrala delarna är betydligt enhetligare än i kustområdena. Nätet konstruerades så att den uppmätta strömmen på bästa sätt skulle kunna jämföras med den beräknade (jfr sid. 6 och fig. 1) och att samtliga mätplatser skulle kunna besökas 1 gång/dygn. Strömmen mättes på djupen 0.5, 4, 8, 12, 16, 20, 28, 40, 52 m samt 1 m över botten medan temperaturen mättes på varje jämn meter från ytan till botten.

Undersökningen omfattar således material insamlat från två fältveckor:

15/7 - 19/7	1974	Värmlandsnäs
1/7 - 4/7	1975	Värmlandsnäs - Kilsudde

Provplatsernas läge vid respektive undersökningsomgång framgår av figur 3. Deras Deccaposition framgår av tabell 2 och 3.

Tabell 2. Deccakoordinater Värmlandsnäs 1974-07-05 - 1974-07-19. Deccakedja 10B.

Provplats	Deccakoordinater grön	violett
11	C40.5	I57.5
12	C41.5	I57.5
13	C42.5	I57.5
14	C43.5	I57.5
15	C44.5	I57.5
20*	C43.7	H78.0
21*	C44.0	H78.0
22*	C44.5	H78.8
23*	C45.0	H78.0
24*	C45.5	H78.0
25*	C46.5	H78.0
26*	D30.0	H78.0
31	C47.5	H68.0
32	D30.5	H68.0
33	D31.5	H68.0
34	D32.5	H68.0
35	D33.5	H68.0

* = avser provplats där även strömmätning utfördes

Tabell 3. Deccakoordinater Värmlandsnäs - Kilsudde 1975-07-01 - 1975-07-04. Deccakedja 10B.

	Deccakoordinater	
provplats	grön	violett
1	C43.1	I50.0
2*	C43.5	I50.0
3	C43.9	I50.0
4*	C44.3	I50.0
5	C44.7	I50.0
6*	C45.5	I50.0
7	C46.3	I50.0
8*	C47.7	I50.0
9	D31.1	I50.0
10*	D32.8	I50.0
11	D34.6	I50.0
12*	D35.9	I50.0
13	D37.3	I50.0
14*	D37.9	I50.0
15	D38.6	I50.0
16*	D38.9	I50.0
17	D39.2	I50.0

* = avser provplats där även strömmätning utfördes

1.3. Resultat och diskussion

1.3.1. Regionala variationer

För en regional beskrivning av strömförhållandena längs Värmlandsnäs har medeldynamiska höjder för undersökningsperioden 16 - 19 juli 1974 beräknats (fig. 4). Av figuren, som beskriver den vertikala fördelningen, framgår att strömmarna i samtliga sektioner (A-A', B-B' och C-C') i huvudsak är sydgående liksom att de är begränsade till området mellan ytan och språngskiktet. Strömmen är likaså kraftigast i ett cirka 5 km brett bälte som ligger i nära anslutning till kusten. I sektion A är strömmen däremot nordgående mellan sektionerna 13 och 14. Nordgående strömstråk kan även observeras nära kusten i sektionen B. I sektion C är strömmen sydgående i samtliga vertikaler och dessutom mycket stark i de strandnära områdena (jfr den kraftiga lutningen av språngskiktet i denna sektion). I figur 5 har de uppmätta värdena medtagits som jämförelse till de dynamiskt beräknade värdena. Det torde inte råda någon tvekan om att strömmen här, liksom i Great Lakes, är starkt geostrofisk, då de båda metoderna ger övervägande

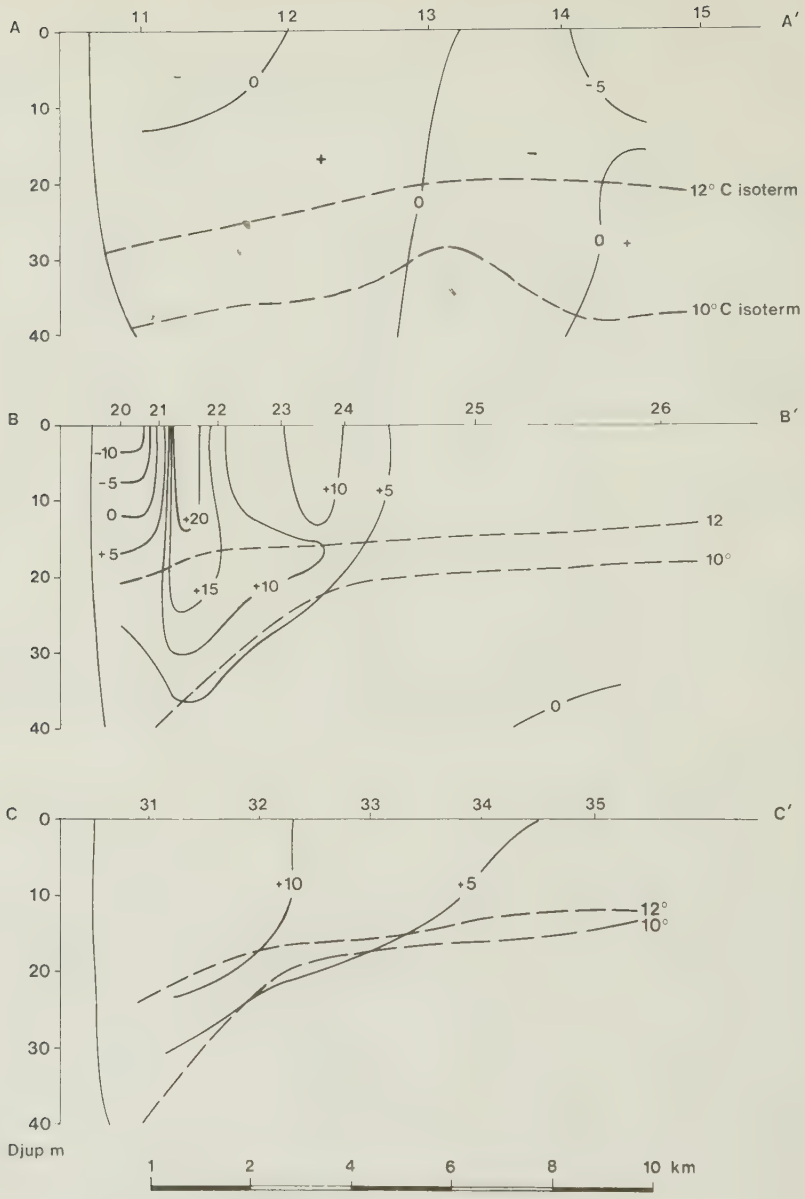


Fig. 4. Medelströmmar (nord-sydkomponenten uttryckt i cm/s) i sektionerna A-A', B-B' och C-C' beräknade med dynamiska höjdmetoden för perioden 1974-07-16 - 1974-07-19. Minustecken anger ström från söder. 10^{o} och 12^{o} C isotermerna är inlagda som jämförelse.

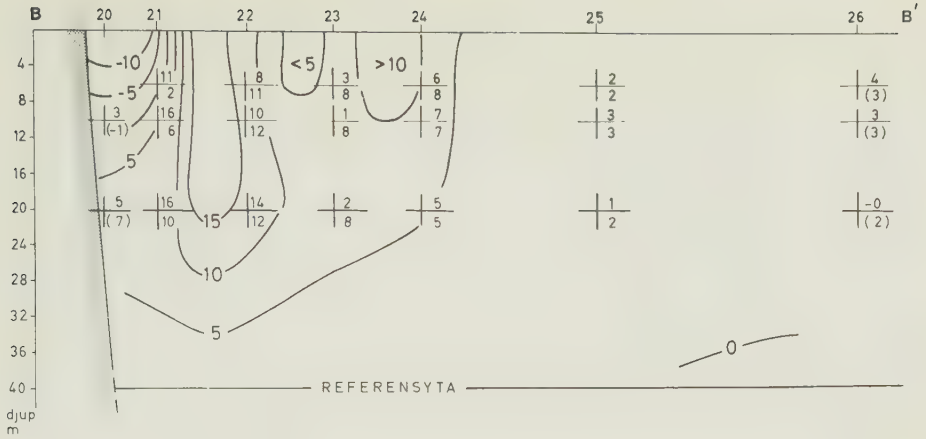


Fig. 5. Medelströmmar (cm/s) i sektionen B-B' beräknade med dynamiska höjdmetoden för perioden 1974-07-15 - 1974-07-19. Som jämförelse är uppmätta värden inlagda (övre siffran). Värden inom parentes är extrapolerade. Minustecken anger ström från söder.

sydgående strömmar med en markerad förstärkning av strömmen mellan vertikalerna 21 och 28. Den dynamiska höjdmetoden ger dessutom en nordgående motström i det strandnära området (jfr Scott et al., 1971). De direkta mätningarna ger en sydgående medelström på 5.5 cm/s och de dynamiskt beräknade 5.7 cm/s. Samstämmigheten dem emellan måste anses god, då även strömmarna i de enstaka punkterna är tämligen väl korrelerade till varandra.

För att areellt beskriva hur strömmen varierar har de medeldynamiska höjdanomalierna beräknats (fig. 6) för samtliga mätvertikaler i undersökningsområdet. Av figuren framgår att den mot kusten inträngande ytströmmen delar sig i området mellan sektionerna A och B varav en gren länkas av mot norr medan huvudpunkten länkas av mot söder. Vattenrörelsen i den nordöstra delen av området tycks vara anticyklonal. En anticyklonal cirkulation i denna del av Vänern har tidigare kunnat fastläggas med hjälp av dynamiska höjdmetoden (Kvarnäs, 1975).

I figur 7 redovisas medelbilden från de tre mätningarna i snittet Värmlandsnäs - Kilsudde. De dynamiskt beräknade hastigheterna har här korrigerats på så sätt att nord-sydkomponenten av den uppmätta strömmen på referensnivån adderats till de beräknade strömvärdena.

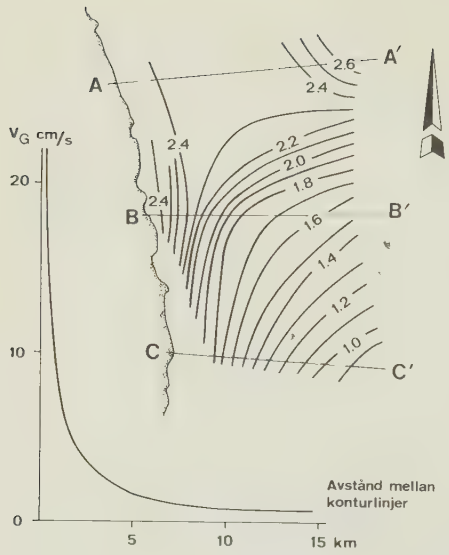


Fig. 6. Medeldynamiska höjdanomalier (cm) vid Värmlandsnäskusten 1974-07-16 - 1974-07-19. Avståndet mellan konturlinjerna kan relateras till hastigheten (V_G) med hjälp av inlagd kurva. Strömningen sker längs isolinjerna och är riktad så att högre höjder alltid ligger till höger om strömriktningen.

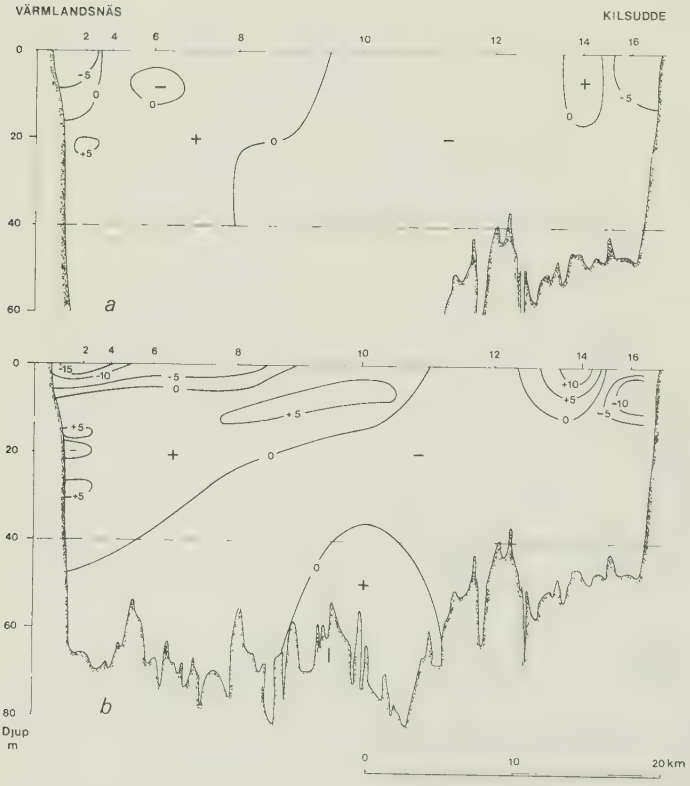


Fig. 7. Beräknade (a) och uppmätta (b) strömmar (cm/s) i sektionen Värmlandsnäs - Kilsudde. Medelvärde för perioden 1975-07-01 - 1975-07-04. Minustecken anger ström från söder.

Vid en jämförelse mellan beräknad och uppmätt ström erhölls för medelbilden av de tre mätningarna en korrelation på 0.60. Eftersom korrelationen för de enskilda mätningarna var lägre 0.57, 0.47 respektive 0.00 visar erhållna resultat att samstämmigheten mellan beräknad och uppmätt ström ökar vid medelvärdesbildningar. Det vill säga att den geostrofiska strömningen dominerar över en längre tidsperiod, vilket beror på att de övriga strömkomponenterna som normalt finns överlagrade den geostrofiska (t. ex. den vindinducerade Ekmanströmmen) på grund av växlande vindförhållanden vektoriellt sett tenderar att gå mot noll. I Lake Ontario har resultat som stödjer denna hypotes erhållits. Pickett och Richards (1975) konstaterar således: "Using all the temperature data (shown in Figs. 3.5) available, barochlinic potential energy in Lake Ontario in July was calculated to be $2 \cdot 10^{21}$ ergs (following Fofonoff, 1962). From the current speeds, the monthly mean kinetic energy was calculated to be 10^{19} ergs. Hence in July the lake had about 200 times more potential than kinetic energy. This high ratio of potential to kinetic energy may result in a stable background flow which, although overwhelmed by storms, always returns and thus produces a simple mean pattern."

Schematiskt kan strömmarna i ett väst-ostligt snitt illustreras enligt figur 8. I centrum finns den cyklonala cirkulationen och på ömse sidor "coastal jets". Dessa senare kan sägas vara aperodiska och förekommer företrädesvis i den cyklonala cirkulationens konvergensområden. Förklaringen till uppkomsten av dessa strömmar torde för Vänerns del vara att den cyklonala cirkulationscellen deformeras, ändrar läge och mäktighet i samband med vindändringar (Kvarnäs, 1975). Av kontinuitetsskäl måste därvid kompenserande strömmar uppstå.

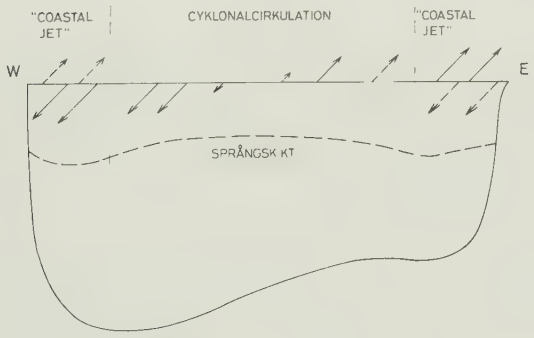


Fig. 8. Schematisk bild av strömmar i ett väst-ostligt snitt av Värmlandssjön.

1.3.2. Temporala variationer

Vid Värmlandsnäsundersökningen låg vindarna under och före mätperioden till största delen i syd-sydvästsektorn med vindstyrkor på mellan 3 och 9 m/s. Några markerade vindskift förekom ej. Således kan mätperioden ur vindsynpunkt betraktas som tämligen homogen varför några drastiska förändringar i strömningsmönstret ej är att vänta. Ej heller har någon relation ström kontra vind kunnat påvisas. I samtliga sektioner sjönk dock språngskiktet successivt i kustzonen under mätperioden. Sektion B representerar väl förhållandena även i de båda andra sektionerna varför enbart dynamiskt beräknade strömdata från denna sektion redovisas (fig. 9). I figuren är 12^{o} isotermen, vilken får representera språngskiktet, inlagd. Huvuddragen i förändringarna är att den sydgående huvudströmmen tilltager både i styrka och utbredning samt att den nordgående strömmen är mest framträdande i början av mätperioden. Den andra mätdagen är den t.o.m. tvådelad för att mot slutet av 5-dygnsperioden nästan helt upphöra. Mycket talar för att de nordgående strömmarna är orsakade av en topografisk våg av Kelvintyp (jfr ovan). För det första är rörelseriktningen anticyklonal vilket är ett nödvändigt villkor och för det andra är strömmen "inbakad" i själva huvudströmmen och hela tiden koncentrerad till det övre vattenskiktet. Dessutom avtar den successivt under 5-dygnsperioden. Teoretiska beräkningar av perioden för Vänern har utförts enligt metod beskriven av Csanady (1976) och gav för Vänern en period på cirka 5 dygn alltså väl överensstämmande med den tidsmässiga varaktigheten av den nordgående strömmen.

I figurerna 10 - 12 redovisas strömfördelningen för de dynamiskt beräknade (a) respektive uppmätta värdena (b) i snittet Värmlandsnäs - Kilsudde. Det dynamiskt beräknade mönstret är tämligen persistent i tiden medan de uppmätta värdena varierar. Den bästa samstämmigheten erhölls den 1/7 och för medelvärdet av de tre mätningarna (korrelation 0.57 respektive 0.60). Vid en jämförelse mellan beräknad och uppmätt ström den 1/7 (fig. 10) är likheten slående i riktningshänseende. Att samstämmigheten senare i veckan minskade har sin orsak i vindarna som växlade avsevärt i både riktning och styrka (tabell 4).

Vindarna var svaga och växlande före mätningarna men den 1/7 stabiliserades de i riktningshänseende och blev sydliga. Den 2/7 tilltog den sydliga vinden och nådde på eftermiddagen en styrka på 7 - 10 m/s (mätningarna kunde ej genomföras denna dag) för att den 3/7 avta.

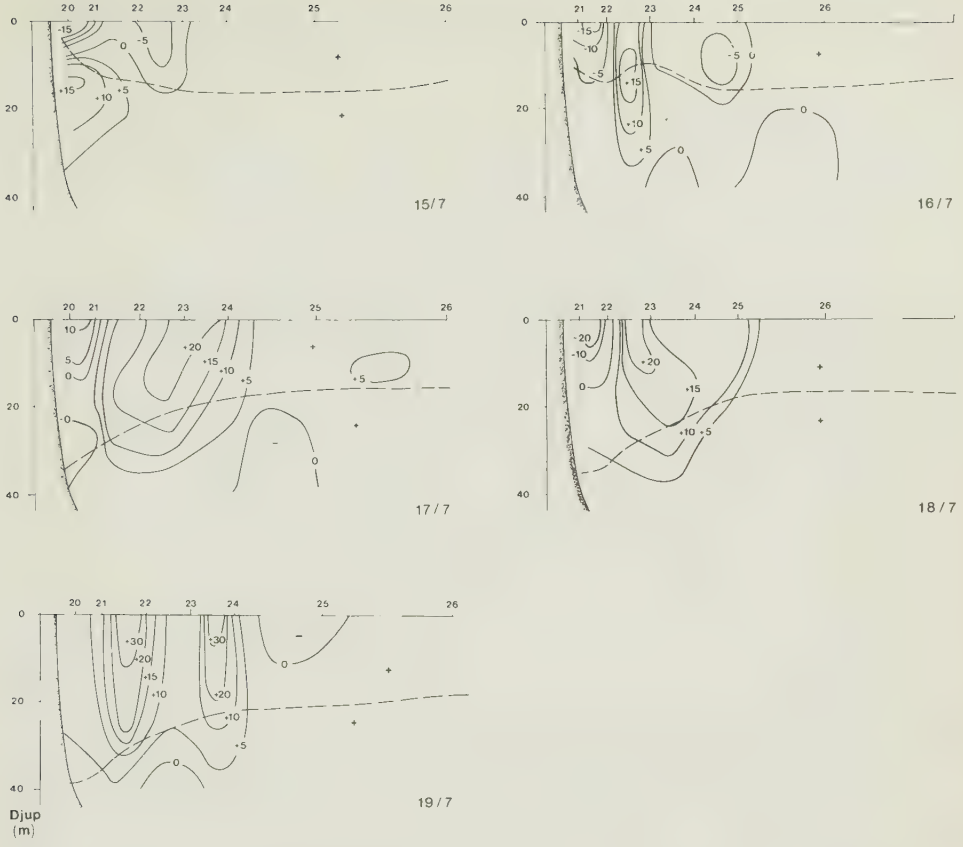
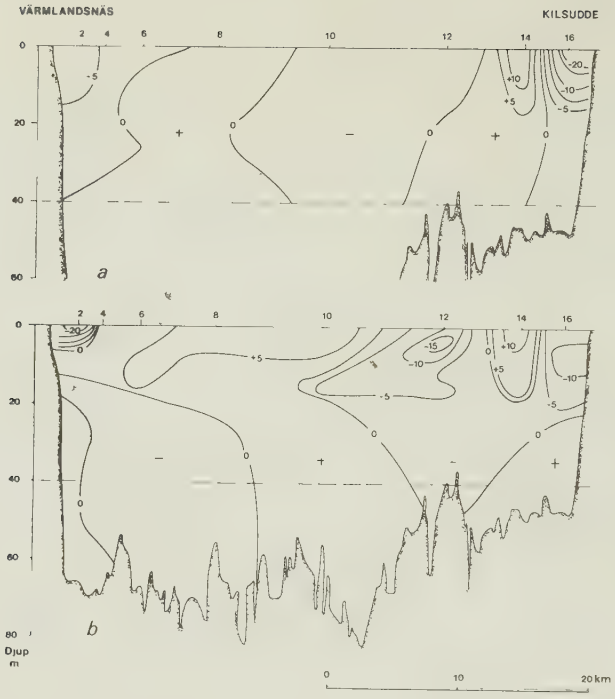


Fig. 9. Strömmar (nord-sydkomponenten) i cm/s i sektion B-B' beräknade med dynamiska höjdmetoden 1974-07-15 - 1974-07-19. Minustecken anger ström från söder. 12° isotermen är inlagd (streckad linje).

Natten mot den 4/7 vred vinden mot nordost med vindstyrkor på upp till 8 m/s och avtog senare under dagen.

Vid en jämförelse mellan beräknade och uppmätta strömmar den 3/7 (fig. 11) framgår att de uppmätta strömmarna är kraftigare i ytskiktet 0 - 8 m än de beräknade. Detta kan förväntas generellt då ytströmmarna är av direkt vindinducerad Ekmantyp och ej framträder i det baroklina strömningsmönstret. Ytströmmarna är (på grund av den sydliga vinden) nordgående och troligen genererade av den relativt kraftiga sydliga vind som rådde från eftermiddagen den 2/7.

1975-07-01



1975-07-03

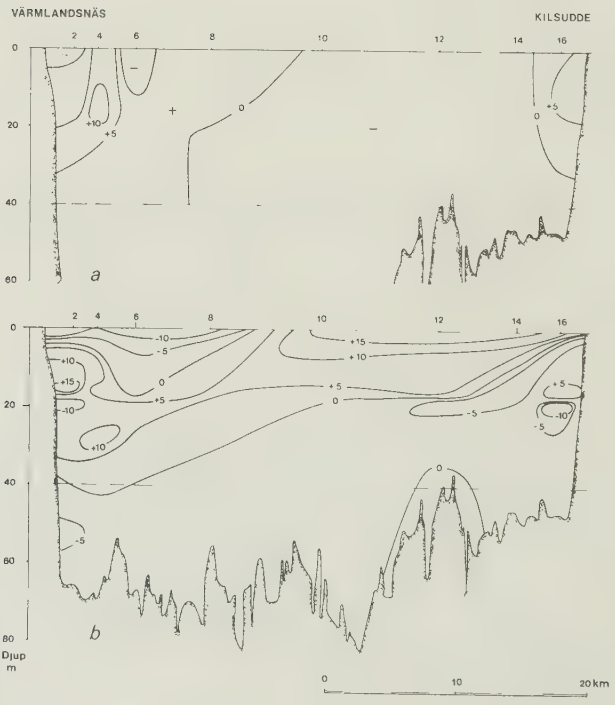


Fig. 10. och 11. Nord-sydkomponenten av beräknade (a) och uppmätta (b) strömmar (cm/s) i sektionen Värmlandsnäs - Kilsudde. Minustecken anger ström från söder.

1975-07-04

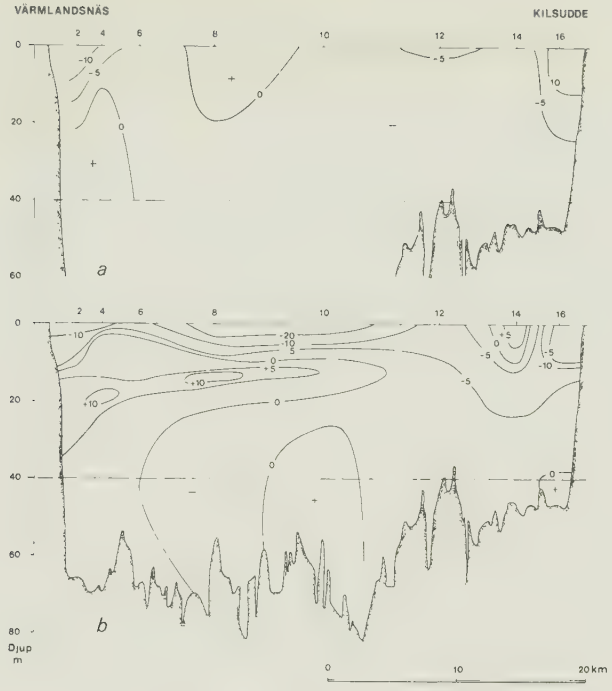


Fig. 12. Nord-sydkomponenten av beräknade (a) och uppmätta (b) strömmar (cm/s) i sektionen Värmlandsnäs - Kilsudde. Minustecken anger ström från söder.

Tabell 4. Vind Karlstad flygplats 1975 (SMHI, 1976).

Datum	kl. 01.00	kl. 07.00	kl. 13.00	kl. 19.00
29/6	NO 2	N 2	VSV 1	SV 3
30/6	O	O 3	SSV 4	SSO 5
1/7	O	SSV 1	SSV 4	S 3
2/7	O	S 1	S 7	SSV 8
3/7	SSV 5	O	S 6	SSV 2
4/7	NO 8	NO 5	OSO 4	VSV 2

De dynamiskt beräknade strömmarna är,som ovan nämnts,tämligen persistenta i tiden och vid jämförelse med resultaten från den 4/7 (fig. 12) finns ingen som helst korrelation med de uppmätta strömmarna (korr. koeff. 0.0). Förklaringen torde med all säkerhet vara att vinden växlade riktning natten mot den 4/7 från sydlig till nordostlig. Varmt ytvatten hade tidigare ansamlats i sjöns norra delar och sjön befann sig då i dynamisk jämvikt, d.v.s. vindstressen balanserade språngskiktslutningen. Uppenbart befann sig sjön ej i geostrofisk balans vid själva mättillfället den 4/7. Om vindstressen ändras genom att t. ex vinden upphör uppstår obalans varvid språngskiktet strävar att återgå till sitt normalläge. Detta sker vid denna situation (den 4/7) då en sydgående nettotransport av ytvatten och en svagare nordgående kompensationsström vid kusten registrerats.

1.3.3. Transporter och vattenmassor

I figur 13 redovisas hur transporterna fördelas i sektionen Värmlandnäs - Kilsudde. Yttransporten i skiktet 0 - 20 m är den dominerande och utgör 60 % av totala transporten.

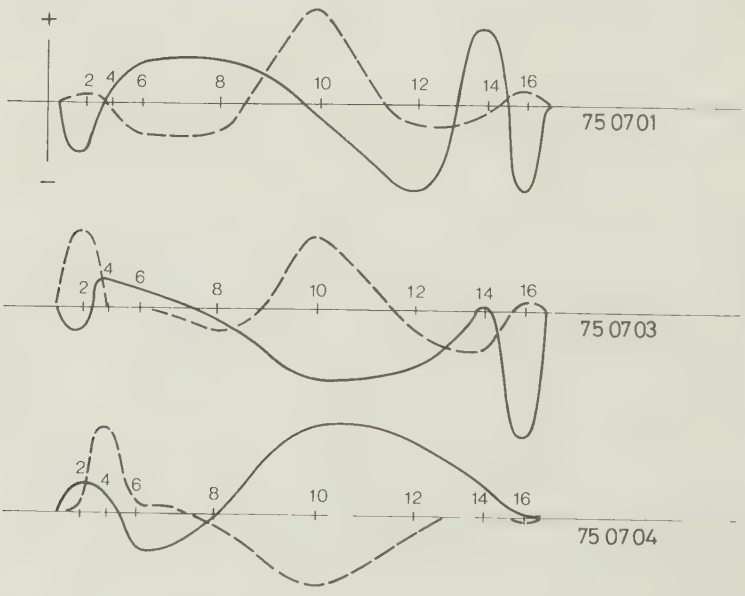


Fig. 13. Transporter i Värmlandssjön under tre mätdagar 1975. Positiva värden är transport från norr och negativa transport från söder. Heldragen linje representerar transport i skiktet 0 - 20 m och den streckade linjen transport från 20 m till botten. Ytorna är flödesproportionella och 1 cm^2 motsvarar 6 050 m^3/s.

Figuren visar att strömmen under 20 m nivån i regel är motriktad ytströmmen även i de strandnära områdena. I punkt 10 är bottentransporten kraftig och motriktad ytströmmen vid samtliga tre mättillfällen. De uppmätta bottenströmmarna 0.5 m över botten på cirka 70 m djup varierade på denna lokal mellan 4.5 och 5.5 cm/s. Detta har sin orsak i bottenmorfometrin (jfr fig. 2). Punkt 10 är belägen i ett djuptråg orienterat nordnordvästlig-sydsydostlig riktning. I sådana djuptråg gynnas uppkomsten av pendelrörelser som primärt orsakas av språngskiktsnedställningar. Att transporterna i hypolimnion utgör hela 34 % av totaltransporten i Vänern, beror speciellt på den avsevärda snedställning som språngskiktet får då det blåser (Lindell, 1976).

Transporterna i de kustnära (0 - 3 km från stranden) områdena av Värmlandssjön är i förhållande till totaltransporten avsevärda och uppgår under de tre mätdagarna till i genomsnitt cirka 20 % av den totala vilket är ungefär hälften av bottenströmmarna (30 - 40 %).

Transporterna uttryckt i m^3/s framgår av tabell 5 där minustecken avser ström från söder och plustecken ström från norr.

Tabell 5. Transport (m^3/s) genom sektionen Värmlandsnäs - Kilsudde.

Datum	0 - 20 m	20 m - botten	netto
1/7	-3 400	+5 100	+1 700
2/7	-26 000	+5 300	-20 700
4/7	+26 900	-6 720	+20 000
netto	-2 500	+3 700	+1 200

Genom att jämföra tidsförändringen av temperatur med strömmar kan man få en uppfattning om vattenmassornas ursprung. I figur 14a är förändringen i temperatur mellan successiva mätdagar (1975-07-01 - 1975-07-03) plottade så att en temperaturförhöjning i snittet är positiv och en sänkning negativ. Om man jämför denna figur med figur 11b uppmätt ström, 1975-07-03, uppträder intressanta gemensamma strukturer i de båda mönstren som kan sättas i samband med de transportfenomen som allmänt förekommer i en sjö.

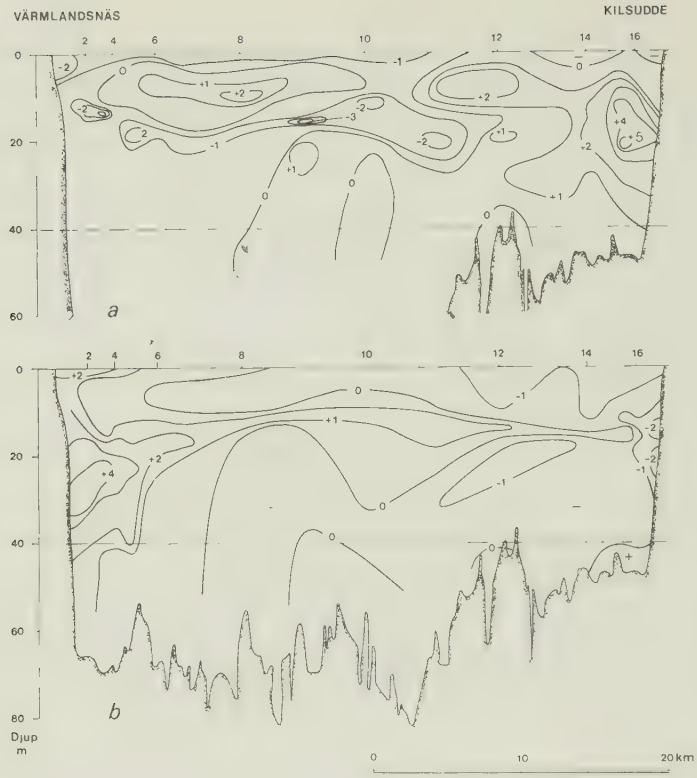


Fig. 14. Förändring i temperatur (^{o} C) mellan successiva mätdagar i sektionen Värmlandsnäs - Kilsudde. Temperaturförhöjning anges med plustecken. a) 1975-07-01 - 1975-07-03; b) 1975-07-03 - 1975-07-04.

Perioden före mätningarna dominerades av sydliga vindar med en kraftig sydlig vindökning mellan de båda dagarna. Detta har påverkat temperaturfördelningen så att språngskiktet i vertikalerna 1 - 11 höjts medan det har sjunkit i vertikalerna 13 - 17.

I ytskiktet, vertikal 1 - 10, har en temperatursänkning skett och detta inom stort samma område där den nordgående strömmen är som starkast. Slutsatsen kan här vara att den nordgående strömmen innehåller uppvällande vatten från Värmlandsnäskusten. Att uppvällning förekommer indikeras tämligen klart om man betraktar förhållandena i vertikal 1 där temperaturavtagandet är som kraftigast och ytströmmen nordgående.

I djupintervallet 5 - 20 m i sektionerna 5 - 9 har advektion av varmare vatten skett genom en sydgående kompenserande ström som troligtvis utgörs av varmt ytvatten från norra Värmlandssjön.

Förhållandena i den östra delen av Värmlandssjön domineras helt av en varm nordgående ström med ett starkt nedpressat språngskikt. Temperaturändringar uppgår här till maximalt 5° C. Vattenmassan torde ha sitt ursprung i Djurö - Torsöområdet.

I figur 14b, som avser temperaturändringen mellan den 3/7 och 4/7, är förhållandena helt omvända, på grund av vindvridningen mot norr och det därpå följande vindavtagandet.

I större delen av sektionen sjunker språngskiktet. Vid Värmlandsnäs liksom vid Kilsudde sker en tillbakagång av språngskiktet till normal nivå. Rerultatet blir helt naturligt en temperaturhöjning längs Värmlandsnäs och en temperatursänkning vid Kilsudde. Strömmen blir sydgående i ytskiktet och nordgående i bottenvattnen.

Med kännedom om att det saltfattigare vattnet tillförs Värmlandssjöns norra delar via bland annat Klarälven och Norsälven och att det mera saltrika vattnet tillförs Värmlandssjöns via Tidan - Lidan i sydost kan man förvänta sig att koncentrationsgradienter kan uppträda i snittet. Det är också fallet men saltdifferenserna är ytterst små. I salthaltens variation (fig. 15) återspeglas väl de ovan beskrivna strömningsförhållandena.

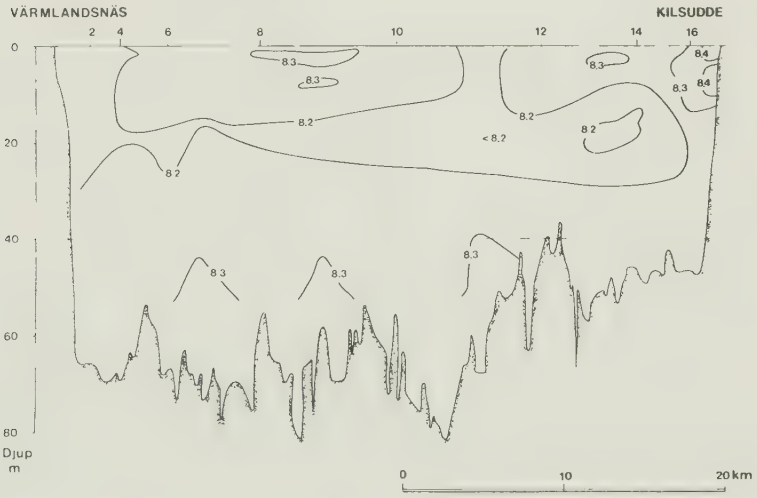


Fig. 15. Specifik ledningsförmåga (mS/m) i sektionen Värmlandsnäs - Kilsudde. Medelvärde för tiden 1975-07-01 - 1975-07-04.

Av figuren framgår att specifika ledningsförmågan är högst i den östra delen med värden överstigande 8.4 mS/m och lägst i den västra med värden på <8.2 mS/m. Låga värden återfinns även i en zon på cirka 20 m djup som frånsett den östra delen täcker hela undersökningsområdet.

Tidigare undersökningar (Lindell, 1976) har visat att Klarälvsvattnet sommartid då det tränger ut i Värmlandssjön inskiktas i språngskiktet och det måste anses troligt att de låga värdena strax över språngskiktet i centrala Värmlandssjön är ett resultat av denna inskiktningsprocess.

På provplats 11 är specifika ledningsförmågan <8.2 mS/m från 25 m upp till ytan. Detta är en indikation på uppvällande vatten som med största sannolikhet kan härledas till centrum på den cyklonala cirkulationen. Epilimnion tillförs där vatten av hypo- och metalimniskt ursprung. Vid så gott som samtliga undersökningar har denna zon termiskt kunnat iakttagas men det är först i samband med att instrumentering med mycket stor relativ noggrannhet blivit tillgänglig som uppvällningsprocessen "kemiskt" kunnat verifieras. Halten vatten från i första hand Klarälven kan här uppskattas till mellan 1 och 3 % högre än för Värmlandssjön som helhet.

1.4. Slutsatser

Som slutsats av vad som har iakttagits i Vänern kan man konstatera att Vänern är tillräckligt stor för att många av de lagar som styr förhållandena i haven och de större sjöarna även är tillämpbara för Vänern. Kännetecknande för en stor sjö är förekomsten av "termal bar", geostrofisk strömning, "coastal jets" och framåtskridande vågrörelser av Kelvintyp i kombination med stående vågor. Alla dessa fenomen har kunnat observeras i Vänern (Simons et al., 1977; SNV, 1978). Men i Vänern har även iakttagits processer som förekommer i betydligt mindre sjöar t. ex. Ekoln. Sålunda har Klarälven kunnat spåras i en stor del av centrala Värmlandssjön efter inskiktning på den nivå där den täthetsmässigt hör hemma (jfr även Lindell, 1976) på samma sätt som Fyrisån kunnat spåras i Ekoln (Kvarnäs & Lindell, 1970). Den dynamiska höjdmetoden som använts ger god information om existerande nettoströmmar i Vänern vilka har stor betydelse inte minst för den regionala fördelningen av t. ex tungmetaller i sedimenten. Ett klart samband har konstaterats existera mellan nettoström och fördelning av kvicksilver i sedimenten både i Ekoln och Vänern (jfr Håkanson, 1977).

2. ALLMÄNT (DEL II). EKOLN

Denna del kommer att belysa hur man utifrån ett enkelt vattenomsättningsresonemang kan beskriva hur ett långsammare system (sjön) interfererar med ett system med snabba variationer (tillflödet).

Låt oss betrakta ett tillflöde-bassäng-utflöde system. Svängningarna i ett sådant system med avseende på dess innehåll av t. ex lösta salter är beroende av transporten (vattenföring och koncentration) till systemet liksom sjöns storlek i förhållande till tillrinning. Även de fysikaliska processerna i sjön har stor betydelse för dess kemiska respons och massbalans.

Metoden har varit att utifrån fältinformation erhålla empiriska fysikaliska samband som beskriver den integrerade verkan som de ingående processerna har på någon kemisk variabel utan att i detalj karakterisera de ingående processerna. Detta är möjligt genom att parallellt med kvalitativa fysikaliska processtudier studera den kemiska responsen på processerna d.v.s. ett halvempiriskt betraktelsesätt grundat på fältstudier av kemiska och fysikaliska variabler.

Ansatsen är gjord i form av en modell där avsikten är att visa att man enbart från meteorologiska och morfometriska data kan förutsäga bland annat totalsalthaltens variation temporalt och vertikalt i en sjö.

Totalsalthalten kan beskrivas genom specifik ledningsförmåga (mS/m) eller indunstningsåterstod (mg/l). Totalsalthalten eller mängden lösta salter kan betraktas som en konservativ variabel i så måtto att endast en obetydlig mängd deltager i de biologiska processerna och/eller sedimenterar (Palmer, 1975).

Ekoln är utmärkt som modellsjö eftersom salthaltsamplituderna i tillflödena liksom i Ekoln är extremt höga både nominellt och procentuellt. Enligt Ahl (1973) utgör amplituden för Ekoln 31 % av medelledningsförmågan.

I sjön Ekoln har hydrologiska studier bedrivits åren 1968 - 1972 varför de hydrologiska förhållandena är relativt väl kända. En rad empiriska generella samband har kartlagts och ett stort kemiskt datamaterial föreligger som kan tjäna som verifieringsmaterial.

Denna del inledes med en karakteristik av Ekoln och dess avrinningsområde följt av en metoddel. Därpå ges en översiktlig framställning av de hydrologiska och meteorologiska förhållandena varvid fästes störst vikt vid de processer som har betydelse för modellen. Denna behandlas sist i föreliggande arbete.

På grund av datatillgängligheten har år 1971 valts som undersökningsperiod.

2.1. Områdesbeskrivning

2.1.1. Volym- och arealförhållanden

Undersökningsområdet omfattar Ekoln - Skofjärden och dess tillrinningsområde fram till Erikssund (fig. 16).

Fig. 16. Ekoln - Skofjärden och dess avrinningsområde t.o.m. Erikssund.

Sjön Ekoln tillhör Mälaren - Norrströms tillrinningsområde och är belägen i dess nordöstra del. Ekoln står i förbindelse med övriga Mälaren via en serie av sjöar (Skofjärden - Sigtunafjärden - Skarven). Ekoln står även i förbindelse med Lilla och Stora Ullevifjärdarna som avvattnas via Ekoln. Sjöns tillrinningsområde är till största delen ett typiskt lerslättsområde som genomkorsas av rullstensåsar orienterade i nord-sydlig riktning, varav Uppsalaåsen är den största. I områdets norra och västra delar dominerar morän och myrmarker.

Totalt omfattar området 3 368 km^2 varav 64.8 km^2 utgör Ekoln och Skofjärdens sjöyta. Tillrinningen till detta system sker i huvudsak via två större åar, Fyrisån och Örsundaån, som tillsammans avvattnar 82 % av hela tillrinningsområdet. Övriga större tillflöden är Hågaån och Sävaån som båda utmynnar i Ekoln. Sjöprocenten är mycket låg (1.8 %) inom området. Arealförhållandena är redovisade i tabell 6.

Tabell 6. Avrinningsområdets arealförhållanden t.o.m. Erikssund.

	Avrinnings-område (km^2)	Sjöar >1 km^2 (km^2)	Sjöar <1 km^2 (km^2)	Σ Sjöar (km^2)	Sjö-procent (%)
Fyrisån	1 982	31.4	14.2	45.6	2.3
Örsundaån	727	4.9	4.8	9.7	1.4
Hågaån	126	0	1.1	1.1	0.9
Sävaån	194	1.3	0.9	2.2	1.1
Övriga tillrinnings-områden	274	0	0	0	0
Σ	3 303	37.6	21.0	58.6	1.8
Σ inklusive Ekoln, Skofjärden och Ullevifjärdarna	3 368	102.4	21.0	123.4	3.7

Uppgifter om arealförhållanden är hämtade ur Ehlert (1970) och Kvarnäs och Lindell (1970).

Sjöbäckenet, som till sin form är rikt på fjärdar och vikar, har indelats i ett antal naturliga delområden (fig. 17). Volym- och arealförhållanden redovisas nedan (tabell 7) dels för hela sjösystemet och dels för det område som senare kommer att omfattas av modellen nämligen Ekoln, Lårstaviken och Gorran - Oxen, samt Skofjärden.

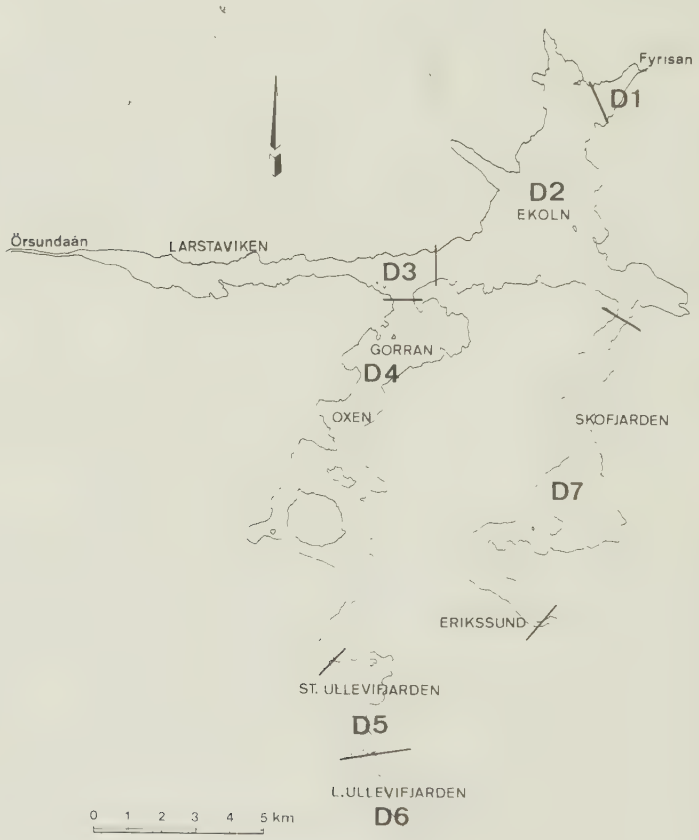


Fig. 17. Ekoln - Skofjärdensystemets uppdelning i delområden

Att Lilla och Stora Ullevifjärdarnas volymer uteslutits från modellen beror på att bidraget från fjärdarna hellre bör betraktas som ett mycket litet tillflöde till Ekoln. Dessa fjärdars gemensamma uppehållstid är beräknad till cirka 15 år varför de reagerar mycket långsamt på svängningar i tillrinningsområdet. Bidraget från Ullevifjärdarna har dock en svag utjämnande effekt på svängningarna i det övriga systemet, en effekt som bortses ifrån vid själva modellarbetet.

Tabell 7. Ekoln - Skofjärdensystemets volym- och arealförhållanden (från Lemming et al., 1971).

Delområde	Beteckning	Volym milj. m^3	Area km^2	Medeldjup m
Centrala Ekoln	D1 + D2	368	21.6	17.0
Lårstaviken	D3	98.8	8.2	12.0
Gorran - Oxen	D4	139.0	16.1	8.6
Stora Ullevifjärden	D5	41.1	2.7	15.2
Lilla Ullevifjärden	D6	42.7	2.1	20.4
Skofjärden	D7	82.4	14.1	5.8
Hela området		772.0	64.8	11.9
Modellområdet D1 + D2 + D3 + D4 + D7		668.2	60.0	11.1

Modellområdet har en sjövolym på 668 milj. m^3, vilket motsvarar 89 % av totala sjövolymen. Modellområdets hypsografiska kurva (fig. 18) visar att systemet har större djup inom endast begränsade områden liksom relativt mäktiga grundområden. Ekolns bottentopografi har tidigare beskrivits av Mats Waern (Hjulström, 1944), som även upprättat en detaljerad bottenkarta över centrala Ekoln. Bottenstrukturen i de centrala delarna är nästan plan med djup varierande mellan 25 - 35 m. Dess botten utgörs till största delen av mäktiga leravlagringar.

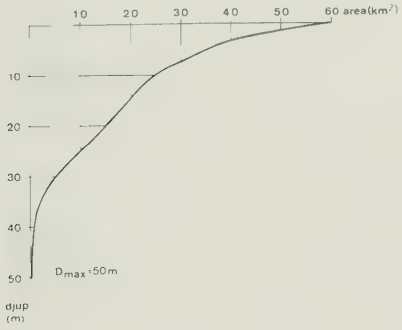


Fig. 18. Modellområdets hypsografiska kurva.

2.1.2. Klimat

Klimatet i Mälardalen domineras av den allmänna storskaliga sydvästliga strömningen som råder över hela Skandinavien.

I denna strömning styrs de vandrande lågtrycken. Sommartid är cyklonbanorna förskjutna åt nordväst men vintertid passerar de ofta södra och östra Sverige. Mälardalen kommer härvid att vintertid domineras av stor cykloral aktivitet. Sommartid är cyklonaktiviteten mindre. Vind-, nederbörds- och temperaturförhållandena påverkas av denna strömning (Taesler, 1972).

Temperatur- och nederbördsförhållandena illustreras med hjälp av månadsmedeltemperatur och månadsmedelnederbörd för Ultuna under perioden 1941 - 1970 (fig. 19). Februari är den kallaste månaden med en medeltemperatur på -5.4^{o} C medan juli är den varmaste +16.7^{o} C. Årets medeltemperatur är +5.4^{o} C. Nederbördsmängderna varierar betydligt under året liksom från år till år. Normalt har nederbörden sitt maximum under augusti medan nederbördsminima inträffar i mars. Området ligger nederbördsmässigt sett i den nederbördsfattiga Mälardalen men i områdets östra del är nederbörden något större. Årsmedelnederbörden torde inom området variera mellan 520 - 600 mm/år (Taesler, 1972).

Vindarna domineras av den allmänna cirkulationen. Sålunda är frekvensen av vindar från syd-sydvästsektorn störst.

Sjöarna inom området fryser till i slutet av november och islossning sker i slutet av mars (Hjulström, 1944). Uppgifter om Ekolns isförhållanden saknas men Ekoln torde i genomsnitt isläggas omkring den 15 december medan islossning torde ske omkring den 15 april. Västeråsfjärdens isläggnings- och islossningstider är 16/12 respektive 14/4 (Moberg, 1967). Snötäckets varaktighet är cirka 110 dagar i dess centrala del och något längre i dess norra. Snötäcket börjar först uppträda i slutet av november når sin största tjocklek i månadsskiftet februari - mars för att i genomsnitt försvinna i mitten av april (Taesler, 1972).

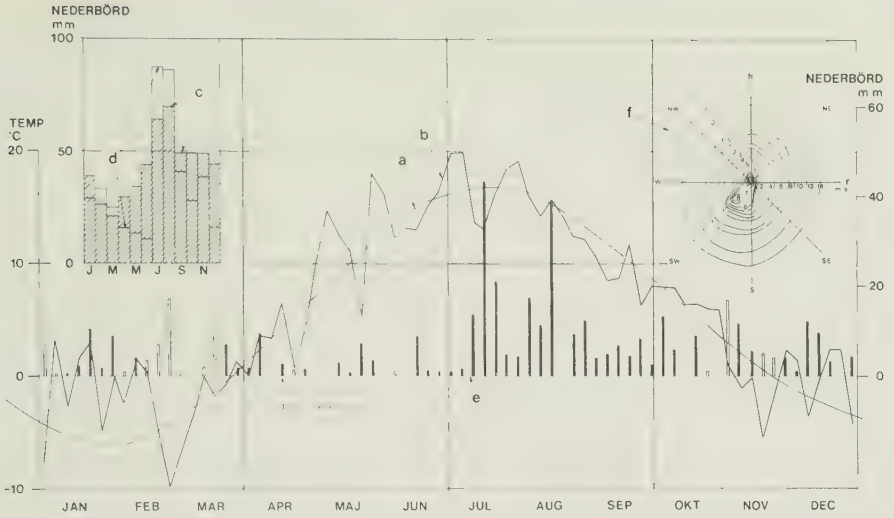


Fig. 19. Klimatologiska och meteorologiska förhållanden i Ultuna.
a) Medeltemperatur 1941 - 1970;
b) 5-dygnsmedeltemperatur 1971;
c) Månadsmedelnederbörd 1941 - 1970 (fyllda staplar);
d) Månadsnederbörd 1971 (ofyllda staplar);
e) 5-dygnsnederbörd 1971 (med ofyllda staplar avses nederbörd huvudsakligen i fast form);
f) Medelvindfrekvens (% av samtliga observationer) av vindriktning och vindhastighet F16 Uppsala 1949 - 1969.

2.2. Data och metoder

2.2.1. Stationsnät

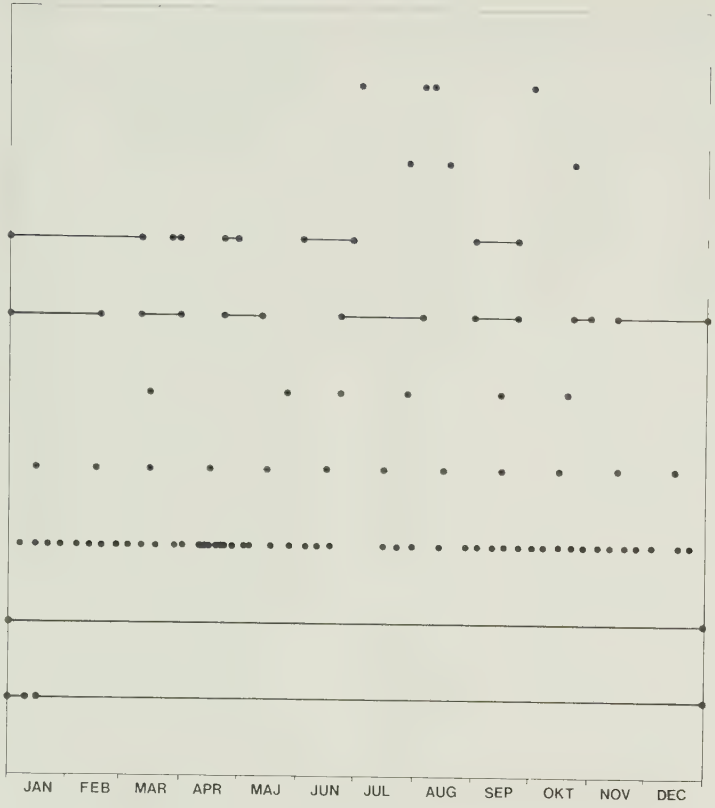
I Ekoln har sammanlagt 13 mätsektioner använts. Sektionernas läge framgår av figur 20. Sektioner benämnda med bokstavsbeteckningar användes vid en förberedande studie i Fyrisåns mynningsområde 1968 medan övriga sektioner använts vid synoptiska mätningarna åren 1969 - 1971. På stationerna T1 och T2 har temperaturen registrerats kontinuerligt med hjälp av fast instrumentering. Prover för bestämning av transporten till och från Ekoln har dessutom bland annat tagits vid Flottsundsbron (Fyrisån), järnvägsbron i Örsundsbro (Örsundaån), Lurbrobron (Hågaån) och Erikssund (fig. 16).

Fig. 20. Provtagningsstationer i Ekoln.

2.2.2. Provtagningar

Undersökningarna i Ekoln påbörjades sommaren 1968 och avslutades hösten 1972. 1968 utfördes en pitotundersökning i Fyrisåns mynningsområde, Granebergsviken, (Carlsson & Kvarnäs, 1968) varvid bland annat temperatur och specifik ledningsförmåga mättes vid tre tillfällen (juli, augusti och oktober). Vintern 1968 - 1969 utvidgades undersökningsområdet att täcka centrala Ekoln varvid två synoptiska undersökningar utfördes under islagd tid. Samtidigt påbörjades ett provtagningsprogram som omfattade provtagningar veckovis i bland annat Fyrisån, Örsundaån och Erikssund. De mätta parametrarna var temperatur, specifik ledningsförmåga, mängd organiskt och oorganiskt material samt indunstningsåterstod. Sommaren 1969 följde så fyra synoptiska undersökningar i centrala Ekoln som kompletterades med fyra undersökningar av mindre omfattning hösten och vintern 1969 - 1970. Våren 1970 installerades två fasta temperaturmätningsstationer (T1 och T2) i Ekoln. I Ekoln utfördes detta år ytterligare två synoptiska mätningar samt en specialstudie i Fyrisån (Kvarnäs & Lindell, 1973). Från januari 1971 togs fyra registrerande peglar i drift (två i vardera, Fyrisån och Örsundaån) för mätning av vattenstånd. Under perioden juli - oktober 1971 genomfördes sammanlagt sju synoptiska undersökningar i centrala Ekoln varav tre var av mindre omfattning.

Parallellt med detta provtagningsprogram har dessutom prover för kemisk analys tagits i Fyrisån, Örsundaån och Ekoln (station 3) med en provtagningsfrekvens av 1 gång/månad i Fyrisån och Örsundaån samt 6 ggr/år på station 3. Det kompletta undersökningsprogrammet för år 1971 framgår av provtagningstablån figur 21.



Synoptiska undersökningar samtliga sektioner

Synoptiska undersökningar omfattande sektion 12

Temperaturregistreringar på station T1

Temperaturregistreringar på station T2

Kemiska provtagningar på station Ekoln 3

Kemiska provtagningar i Fyrisån, Örsundaån och Erikssund 1)

Veckovisa fysikaliska provtagningar i Fyrisån och Örsundaån

Vattenståndsregistreringar i Ultuna

Vattenståndsregistreringar i Flottsund

1) I Erikssund utfördes även fysikaliska provtagningar parallellt med de kemiska provtagningarna

Fig. 21. Tablå över undersökningsverksamhet i Ekoln och dess tillflöden 1971.

2.2.3. Provtagnings- och analysmetodik

Under åren 1968 - 1969 samlades 1 liter vattenprover in med Ruttner-hämtare för analys i laboratorium medan temperaturen mättes direkt i fält. Vattenproverna analyserades med avseende på specifik ledningsförmåga. Tillflödena analyserades dessutom på organiskt och oorganiskt material liksom indunstningsåterstod.

Temperatur mättes med termistorbrygga. Absoluta felet hos termistorbryggan uppgår till ±0.05° C medan däremot de relativa felen uppgår till cirka ±0.02° C. Maximala felet vad beträffar termistorns läge relativt ytan kan vid hög sjö och vid i övrigt dåliga förhållanden uppgå till ±0.5 m. Under goda förhållanden kan man räkna med ett fel på ±0.1 m.

Specifik ledningsförmåga (mS/m) har mätts i laboratorium med Kemotron-konduktivitetsmätare sedan proverna tempererats till 20.0° C. Instrumentnoggrannheten kan uppskattas till ±0.5 %, medan totala felet vid bestämning av ledningsförmågan torde vara ±1.0 %.

Oorganiskt och organiskt material har bestämts vid Naturgeografiska institutionens laboratorium enligt en rutinmetod (Nilsson, B., 1971).

Indunstningsåterstoden efter filtrering har bestämts efter rutinmetod på samma institution (Nilsson, B., 1971).

Konstanta djupintervall har använts. Sålunda har prov tagits på varje jämn meter från ytan till botten. I vissa fall har dock prover tagits på varje meter.

I tillflöden har övervägande antalet prover tagits med punktprovtagare av standardtyp (Hjulström, 1935) på djup varierande mellan halva vertikaldjupet och en tredjedel av vertikaldjupet från ytan räknat.

Från och med 1970 infördes ny metodik varvid in situ-mätningar utfördes samtidigt som behandlingrutinerna förenklades. Metodiken medförde att tiden för datainsamligen reducerades från 2 dagar till cirka 4 timmar. Således erhölls mer "synoptiska" data vilket bidragit till säkrare tolkning av det senast insamlade materialet. Den nya metodiken är tidigare beskriven (Lemming et al., 1973; Lindell, 1970).

De automatiskt registrerande temperaturmätarna insamlade mätdata var 10:e minut från 11 djupnivåer från ytan ned till botten. Termistorerna har en

tidskonstant på 10 sekunder. Det absoluta felet är beräknat till ± 0.2° C och det tidsmässiga felet uppgår till 0.03 % av tiden från startögonblicket till aktuell tid.

2.2.4. Bestämning av Fyrisåns avbördningsfunktion

Dämningseffekter från Ekoln och Fyrisåns mycket svagt lutande nedre lopp liksom vågrörelser i Fyrisån har försvårat upprättandet av en avbördningskurva för ån (Kvarnäs & Lindell, 1973). Ett tvåpegelsystem installerades därför i Fyrisån med en stansande pegel vid Flottsundsbron cirka 300 m uppströms mynningen och en stansande pegel vid Ultuna ytterligare 3 km uppströms. Funktionsdrift och bearbetning av resultat är tidigare redovisat (Lindell et al., 1975). Total har 33 vattenföringar utförts i Fyrisån och dessa har använts vid beräkningen av Fyrisåns avbördningsfunktion. Vid mätningarna, som samtliga är utförda i en sektion cirka 100 m uppströms har häng- eller stångflygel använts. För erhållande av avbördningsfunktion har en modifierad Gram-Schmidts ortogonaliseringsmetod använts (Björck & Dahlquist, 1969) efter det att försök att använda grafiska metoder (Carter & Davidian, 1965) misslyckats.

Gram-Schmidts metoden gav följande samband:

$$Q = -0.1359 \cdot W + 0.0001229 \cdot W^2 + 1.88 \cdot 10^{-7} W^3 + 2.462 \cdot D - 0.02833 \cdot D^2 - 2.355 \cdot 10^{-4} \cdot D^3 + 9.469 \cdot 10^{-5} \cdot W \cdot D^2 - 7.847 \cdot 10^{-6} \cdot W^2 \cdot D \quad (1)$$

där Q = Fyrisåns vattenföring vid Flottsundsbron uttryckt i m^3/s;
W = vattenståndet i Ultuna (mm);
D = vattenståndsdifferensen (peglarna ej exakt avvägda mot varandra) mellan Ultuna och Flottsund uttryckt i mm.

Observerade värden på vattenföring, vattenstånd och vattenståndsdifferens liksom beräknade värden finns redovisade i tabell 8. Standardavvikelsen mellan observerade och beräknade Q-värden är beräknad till 2.4 m^3/s.

I figur 22 är avbördningsfunktionen illustrerad med hjälp av kurvor för lika vattenståndsdifferens. Avbördningsfunktionen är enbart giltig i området som täcks av heldragna linjer. Streckade linjer anger förmodat utseende för högre vattenföringar.

Tabell 8. Observerad (Q_{OBS}) och beräknad (Q_{BER}) vattenföring vid Flottsundsbron, vattenstånd (W) och vattenståndsdifferens mellan Ultuna och Flottsundsbron (D) för 33 vattenföringsmätningar utförda perioden 1968 - 1972.

Datum	Tid	Q_{OBS} (m^3/s)	W (mm)	D (mm)	Q_{BER}	$Q_{BER}-Q_{OBS}$
68-12-06	12.00-14.00	15.6	710	40	20.2	4.6
68-12-11	12.00-15.00	12.1	630	25	9.8	-2.3
69-01-03	10.00-13.00	4.4	540	25	7.0	2.6
70-04-13	13.30-14.35	12.0	395	25	10.0	-2.0
70-04-23	10.40-12.10	126.2	1 470	280	126.1	-0.1
70-11-23	11.00-13.00	23.2	685	45	22.6	-0.6
70-11-24	10.15-11.30	26.4	710	50	25.9	-0.5
70-11-27	13.25-15.45	29.7	785	55	29.4	-0.3
71-01-28	11.15-12.30	25.4	683	53	28.4	3.0
71-04-13	11.45-13.00	48.8	780	88	46.6	-2.2
71-04-15	11-15-12.45	45.6	773	90	46.5	0.9
71-04-19	12.30-14.00	47.8	808	107	47.9	0.1
71-04-21	9.30-10.15	47.2	790	89	47.4	0.2
71-04-23	9.30-10.45	40.8	749	75	40.9	0.1
71-04-27	14.00-15.55	33.0	688	65	35.4	2.4
71-05-03	13.45-14.45	21.6	607	41	20.0	-1.6
72-03-23	13.30-14.15	25.9	593	49	26.4	0.5
72-03-24	9.40-11.00	13.0	580	28	9.9	-3.1
72-03-26	15.30-16.30	7.5	562	27	8.9	1.4
72-03-29	11.00-12.04	10.0	595	32	13.1	3.1
72-04-05	9.50-10.15	17.1	609	33	14.0	-3.1
72-04-06	13.45-14.45	23.5	636	44	22.0	-1.5
72-04-07	8.45-10.00	31.5	683	55	29.3	-2.2
72-04-08	8.20- 9.20	33.6	725	59	31.6	-2.0
72-04-10	13.40-14.40	31.5	786	53	28.4	-3.1
72-04-13	10.40-11.45	41.3	869	71	39 9	-1.4
72-04-14	13.30-14.45	45.4	917	81	47.3	1.9
72-04-17	13.17-14.15	41.6	945	71	41.2	-0.4
72-04-20	13.45-14.45	35.2	923	62	36.2	1.0
72-04-22	8.15- 9.10	32.1	883	50	31.2	-0.9
72-04-25	9.15-10.17	26.0	820	48	27.4	1.4
72-04-28	13.30-14.30	22.7	771	39	22.5	-0.2
72-05-08	10.05-11.15	12.7	619	37	16.9	4.2

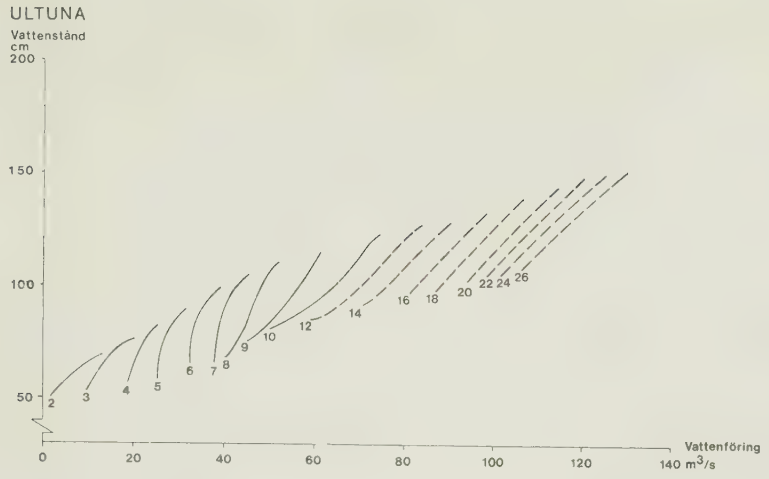


Fig. 22. Fyrisåns vattenföring (m^3/s) som funktion av vattenstånd i Ultuna (cm) och vattenståndsdifferens mellan Ultuna och Flottsund (cm).

2.2.5. Beräkning av Fyrisåns temperatur

Multipelregressionsanalys har använts för att beräkna Fyrisåns temperatur. Hypotesen är att åvattnets temperaturvariationer är beroende av de meteorologiska förhållandena i avrinningsområdet. Som referensstation valdes därför Ultunas meteorologiska station belägen cirka 4 km uppströms Fyrisåns mynning i Ekoln. Lufttemperatur (T) och instrålning (I) antogs vara de styrande variablerna och tidssteget valdes till fem dygn. Sambandet antogs vara ett polynom av typen:

$$T_{Fy} = aT_t + bT_{t-1} + cI_t + d(I_t)^2 + e(T_t)^2 + f(T_{t-1})^2 + g \qquad (2)$$

där a, b, c, d, e, f och g är regressionskoefficienterna, T_{Fy} är Fyrisåns observerade vattentemperatur och T_t är luftmedeltemperaturen för de föregående fem dygnen och T_{t-1} är luftmedeltemperaturen för föregående tidssteg (dygn 10 - 6 före observationen).

Observerade vattentemperaturdata för år 1970 användes för att bestämma konstanterna a, b, c, d, e, f och g i ekvation (2). Samma ekvation användes

därefter för att beräkna förhållandena för år 1971. Detta för att undersöka om ansatsen i sig har något prognosvärde. Som mått på termernas signifikans utfördes en t-test. Året 1970 utfördes 45 temperaturobservationer vid Flottsundsbron. Observationerna var någorlunda jämnt fördelade i tiden och provtagningsdjupet cirka 1.5 m. Observationsmaterialet indelades i tre grupper med hänsyn till årstid varefter regressionskoefficienterna bestämdes. Resultaten redovisas i tabell 9.

Tabell 9. Regressionskoefficienter grundade på data från år 1970 för bestämning av Fyrisåns vattentemperatur under olika tidsperioder.

Period	Antal obs	a	b	c	d	e	f	g	Förklarad varians
Hela året	45	0.594						4.180	0.721
		0.257	0.369					4.080	0.776
		0.345	0.186	0.022				2.692	0.872
		0.286	0.215	0.015	0.010			2.513	0.885
		0.222	0.224	0.014	0.012	(0.004)		1.886	0.891
		0.218	0.264	0.012	0.012	(-0.008)	(0.00002)	2.875	0.899
Vinter	12	(0.014)						1.567	0.007
1/1 -21/3		(0.026)	(-0.025)					1.505	0.023
		(0.057)	(-0.044)	(0.018)				0.952	0.171
11/11-31/12		(0.079)	(-0.053)	(0.078)	(-0.001)			0.083	0.211
		(0.259)	(-0.079)	(0.128)	(-0.001)	(0.009)		-0.613	0.296
		(0.264)	(-0.179)	(0.125)	(-0.001)	(0.008)	(-0.006)	-0.580	0.359
Vår-sommar-	33	0.988						0.785	0.874
höst		0.598	0.367					1.10	0.900
22/3 -10/11		1.314	0.258	-0.037				-0.580	0.923
		1.101	(0.457)	(-0.027)	(-0.010)			-0.342	0.924
		1.070	(0.472)	(-0.031)	(-0.008)	0.005		-1.594	0.936
		1.114	(0.478)	(-0.033)	(-0.009)	(0.011)	(-0.00001)	-2.462	0.957

värden inom parentes ej statistiskt signifikanta (enligt t-test)

Från denna test kan konstateras att regressionskoefficienterna varierar för de olika perioderna samt att lufttemperaturen är den dominerande variabeln. Vintertid är anpassningen mycket svag (samtliga regressionskoefficienter är insignifikanta), vilket kan bero på att få mätningar utförts och/eller att varken instrålning eller lufttemperatur är bestämmande för Fyrisåns vattentemperatur under denna årstid.

Om samtliga mätningar (hela året) medtages erhålles fler signifikanta termer men den förklarade variansen blir mindre än för sommarhalvåret. En uppdelning mellan vår - sommar - höst och vinter är därför nödvändig. Vår-sommar-höst ökar den förklarade variansen ju fler termer som medtages men då koefficienterna ej är signifikanta kan lämpligen den

ekvation som innehåller flest signifikanta koefficienter väljas för en beräkning av Fyrisåns temperatur sommartid, vintertid kan den ekvation som enbart innehåller en koefficient väljas.

Sammanfattningsvis valdes följande ekvationer för en beskrivning av Fyrisåns temperatur:

$$T_{Fy} = 0.014 \cdot T_t + 1.57 \qquad \text{vinter}$$

$$T_{Fy} = 1.314 \cdot T_t + 0.258 \cdot T_{t-1} - 0.037 \cdot T_t^2 - 0.580 \qquad \text{vår-sommar--höst}$$

Standardavvikelse för året 1971 var 1.73° C för vår-sommar-höst perioden och 1.55 för vinterperioden, alltså ingen större skillnad jämfört med teståret 1970 då standardavvikelsen var 1.53 respektive 1.49. Detta ger modellen ett prognosvärde och visar att denna teknik kan användas för bestämning av temperaturvariationer i Fyrisån under sommarhalvåret. Liknande ansatser torde även kunna göras vid bedömning av temperatur i andra vattendrag.

2.3. Meteorologiska och hydrologiska förhållanden 1971

Tyngdpunkten läggs på den information som direkt har betydelse för den senare delen av framställningen.

2.3.1. Meteorologiska förhållanden

Meteorologiska data från Ultuna har sammanställts och plottats tillsammans med de klimatologiska data som tidigare redovisats (fig. 19).

Årets två första månader kännetecknas av milt väder. Nederbörden var under februari större än normalt.

Mars fick en kall inledning som efterföljdes av en mildare period. Nederbörden var normal och det snötäcke som byggts upp under februari avsmälte i mitten av månaden.

April hade både lägre temperatur och mindre nederbörd än normalt. Från mitten av april inleddes en period med kraftiga sydliga till sydvästliga vindar som medförde att islossning inträffade i Ekoln.

I maj var vädret varmare än normalt medan nederbörden låg under den normala. Från mitten av maj började en period med kraftiga sydliga till sydvästliga vindar som efter den 20 maj övergick i friska nordliga vindar.

Juni fick normal medeltemperatur medan nederbörden var mycket mindre än normalt.

Första delen av juli var varm och torr med övervägande nordliga vindar men i mitten av månaden inleddes en nederbördsrik period med övervägande svaga sydliga vindar. Det ostadiga vädret fortsatte fram till mitten av augusti varefter vädret stabiliserades.

Månaden september var som helhet kallare än normalt medan nederbörden låg under den normala. Vindarna var svaga och växlande fram till i början av november frånsett en period (20/10 - 21/10) med nordvästliga vindar.

Under november inträffade en kallperiod som gav ett temperaturunderskott för månaden som helhet.

December präglades av en mildare vädertyp med mindre nederbördsmängder än normalt.

Året kännetecknas av ett svagt temperaturöverskott, som för Ultuna var $+0.4^{\circ}$ C, och till största delen beroende på årets varma inledning. Nederbördsmängden var under den normala och vid Ultuna registrerades endast 440 mm mot normalt 518 mm (1941 - 1970).

2.3.2. Vattenföring

Fyrisån

Karakteristisk vattenföring för Fyrisån är enligt Ehlert (1970):

HHQ 150 m^3/s, MHQ 65 m^3/s, MQ 13.6 m^3/s, MLQ 1.6 m^3/s och LLQ 0.5 m^3/s

Fyrisåns vattenföring är beräknad enligt tidigare beskriven metod (sid. 25). Vattenföringen i Fyrisån (fig. 23) var 1971 betydligt lägre än normalt. Medelvattenföringen var endast 8.5 m^3/s och vårflodens maximala vattenföring uppgick enbart till 50 m^3/s. I övrigt uppvisade vattenföringen en normal årlig variation (frånsett en högvattenperiod i januari) med en

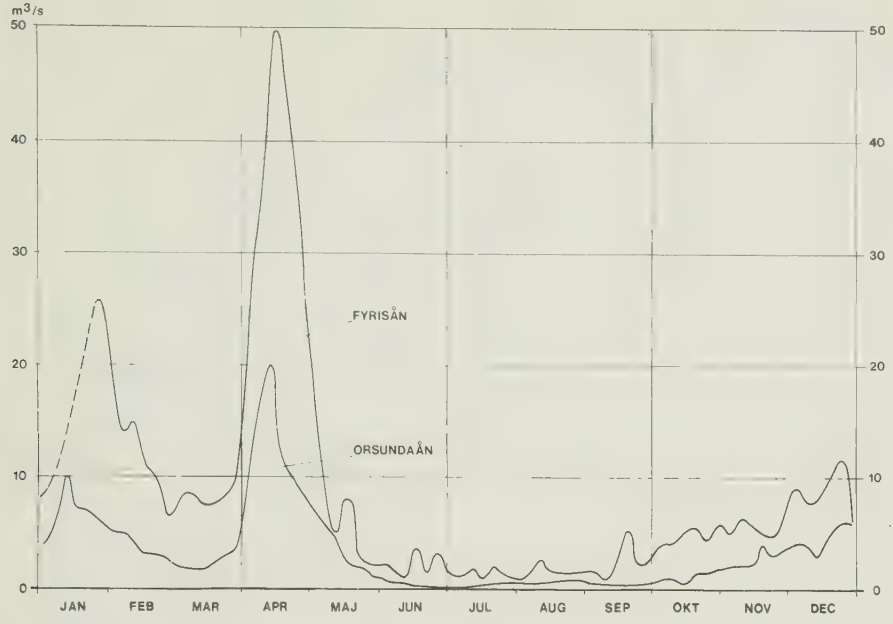


Fig. 23. Fyrisåns och Örsundaåns vattenföring år 1971. 5-dygnsmedelvärde.

vårtopp i maj följt av ett sommarminimum. Under hösten ökade vattenföringen sakta och en mindre högvattenperiod inträffade i november och december. Sommarvattenföringen var så låg som cirka 1 m^3/s medan karakteristisk vattenföring för vinter och höst var 8 respektive 5 m^3/s.

Örsundaån

Karakteristisk vattenföring för Örsundaån är enligt Ehlert (1970):

HHQ 60 m^3/s, MHQ 27 m^3/s, MQ 5 m^3/s, MLQ 0.8 m^3/s och LLQ 0.2 m^3/s

Även vattenföringen i Örsundaån (av SMHI uppskattade värden) (fig. 23) var lägre än normalt under 1971 med en medelvattenföring på 3.3 m^3/s. Vårflodens maximala vattenföring är beräknad till cirka 20 m^3/s. Kurvan följder i stort sett Fyrisåns.

Övrig landavrinning

Avrinning från landområden som ej täcks av Fyrisåns och Örsundaåns avrinningsområden är beräknad med hjälp av avrinningen från Verkaområdet

(avbördningsstationen Verka IV) (Nilsson, L.Y., 1969). Avrinningen har gjorts proportionellt mot specifika avrinningen och den yta som ej täcks av Fyrisåns och Örsundaåns avrinningsområden.

2.3.3. Transporterat material

Lösta salter (specifik ledningsförmåga)

Som ett mått på totalhalten lösta salter har specific ledningsförmåga använts. Variationen av specifik ledningsförmåga är starkt kopplad till vattenföringen (Kvarnäs & Lindell, 1970). Undersökningsåret inföll under en period med avtagande vattenföring vilket medförde att andelen saltrikt grundvatten (Sidenwall, 1970) och saltrikt vatten från reningsverket ökade (Kvarnäs & Lindell, 1973) och därmed också specifika ledningsförmågan i såväl Ekoln som dess tillflöden. Från maj 1969 till maj 1971 ökade specifika ledningsförmågan från cirka 26 till 32 mS/m i Ekoln. Fyrisåns specifika ledningsförmåga (fig. 24) varierar på ett sätt som liknar ett normalt vattendrag men dess amplitud är större. Vi har sålunda under vintern, på grund av stor urlakning av lösta salter, höga värden på specifika ledningsförmågan. I samband med vårflödet avtar specifika ledningsförmågan på grund av utspädning med saltfattigt smältvatten. Då vattenföringen avtar efter vårfloden ökar specifika ledningsförmågan igen med avbrott för nederbördsrika perioder då åvattnet spädes med saltfattigt regnvatten.

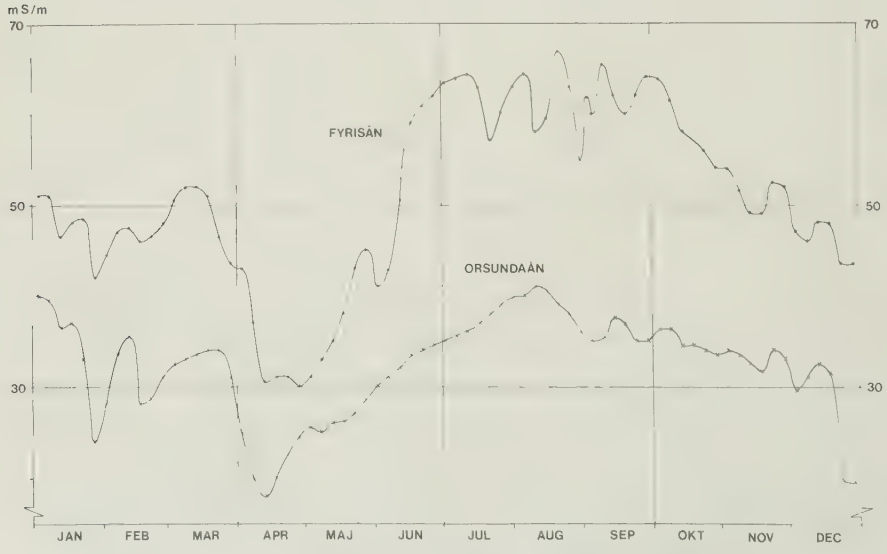


Fig. 24. Fyrisåns och Örsundaåns specifika ledningsförmåga 1971. 5-dygnsmedelvärde.

Specifika ledningsförmågans variation för Örsundaån (fig. 24) liknar Fyrisåns variation men både amplitud och medelvärde är i genomsnitt något lägre.

Suspenderat material

För att exemplifiera det suspenderade materialets årliga variation redovisas Fyrisåns halt av suspenderat material 1971 (fig. 25).

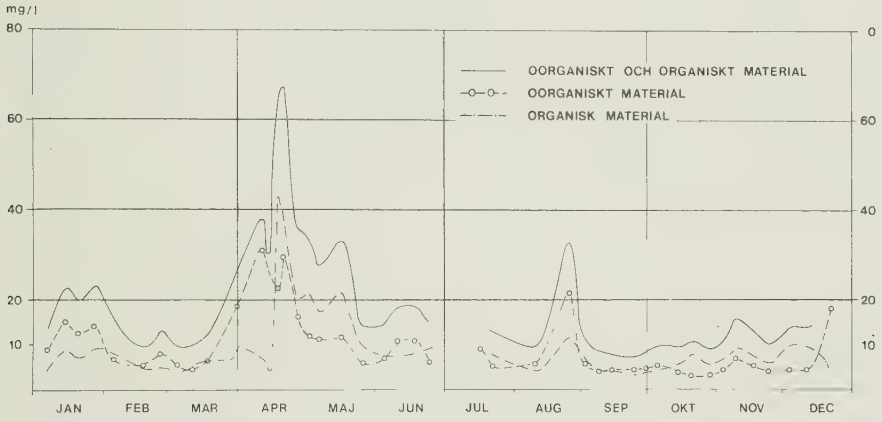


Fig. 25. Fyrisåns halt av suspenderat material 1971.

Med smärre avvikelser följer kurvorna för oorganiskt och organiskt suspenderat material vattenföringens. Sålunda beskriver värdena en årsrytm med maximala halter under vårflödet och i samband med perioder med riklig nederbörd. I Fyrisån låg totalhalten suspenderat material under vårflodens topp på mellan 60 och 70 mg/l. Under resten av året, frånsett en period i slutet av augusti, var värdena i allmänhet under 20 mg/l. Värdena för Erikssund visar mycket liten variation.

Den organiska andelen i Fyrisån visar något onormala variationer under undersökningsperioden. År 1971 är maximihalten uppe i cirka 40 mg/l d.v.s. högre än den oorganiska halten på 30 mg/l. Detta kan sammanhänga med byggnationsarbeten i Fyrisån. Halterna av organiskt material låg under 1969 och 1970 praktiskt taget hela tiden under 10 mg/l för samtliga tillflöden och under 8 mg/l för utflödet vid Skofjärden - Erikssund.

2.3.4. Temperaturförhållanden i Fyrisån och Ekoln

Fyrisåns temperatur

Fyrisåns temperatur har avgörande betydelse för inskiktningen i Ekoln. I figur 26 visas beräknad och observerad temperatur vid Fyrisåns mynning i Ekoln 1971. De beräknade värdena avser medeltemperaturen för respektive 5-dygnsperiod. Åvattnet hade under vinterperioden en temperatur på mellan 0.2^{o}- 1^{o} C med avbrott för tillfälliga temperaturhöjningar i samband med mildluftperioder. I maj skedde en kraftig uppvärmning och under sommaren följde vattentemperaturen i stort sett aktuella lufttemperaturen. Om man jämför med Ekolns yttemperatur (1.5 m) framträder tydligt åvattnets snabbare respons speciellt under avkylningsfasen. Örsundaåns temperatur (ej redovisad) följde i stort sett Fyrisåns temperatur utom i samband med uppvärmningsfasen då Örsundaån värmdes upp något snabbare.

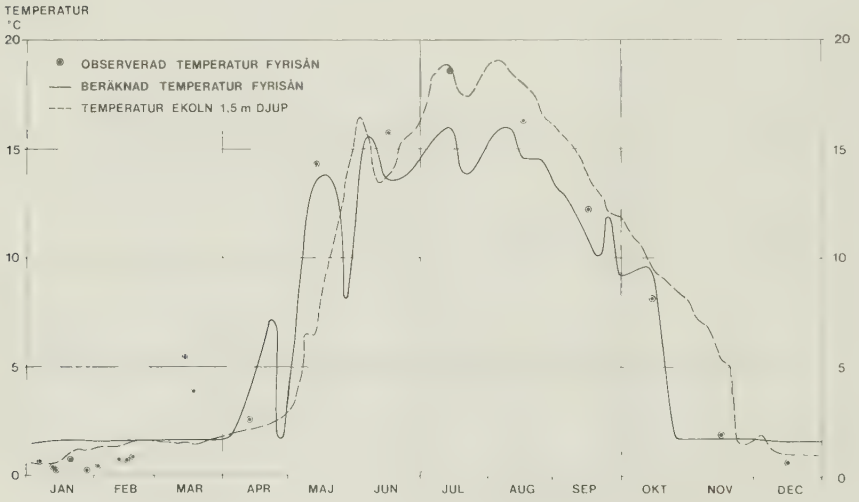


Fig. 26. Observerad och beräknad temperatur i Fyrisån samt observerad temperatur i Ekoln 1971. 5-dygnsmedelvärden.

Ekolns temperatur

Temperaturdata från station T2 har sammanställts. Genom jämförelse med övriga temperaturobservationer har stationen visat sig väl representera temperaturförhållanden i Ekoln. Som tidsskala har 5 dygn valts. Medelvärden har beräknats från 10 minuters observationer. Stationen har så när

som på de avbrott som redovisats i provtagningstablån (fig. 21) fungerat tillfredsställande. Temperatur har insamlats från djupen 1.5, 5.5, 7.5, 9.5, 11.5, 13.5, 17.5, 23.5, 29.5, 33.5 och 35.5 m. I de fall observationer saknats har data från station T1 liksom övrigt insamlade data använts för komplettering. Temperaturvariationen under år 1971 framgår av figur 27 där temperaturen visas som funktion av djupet och tiden.

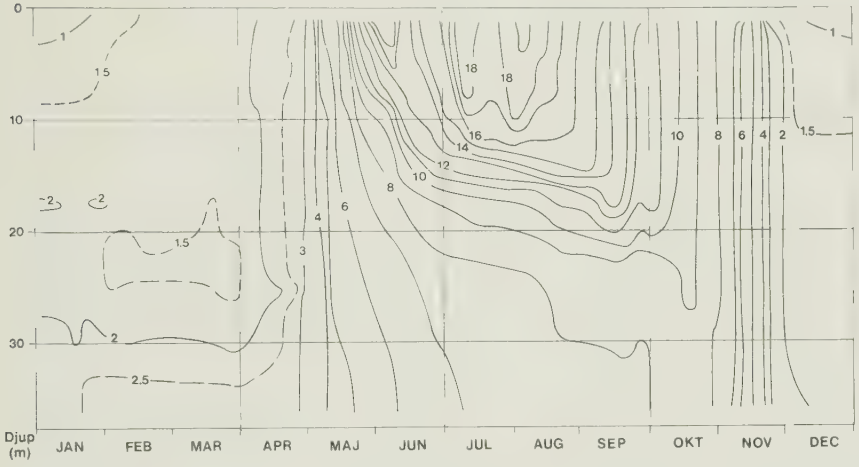


Fig. 27. Temperaturen på station T2 som funktion av djup och tid 1971. 5-dygnsmedelvärden.

Ekoln var vid årets början och fram till cirka 15 april täckt med is. Under denna tid var skiktningen omvänd. Yttemperaturen (1.5 m) steg under denna tid från 0.5^{o} - 2^{o} C liksom bottentemperaturen som ökade från 2.2^{o} - 2.7^{o} C. Detta är en effekt av bland annat värmeavgång från sedimenten (Thanderz, 1973). I djupintervallet 20 - 25 m rådde termisk instabilitet med ett temperaturavtagande med djupet på cirka 0.3^{o} - 0.5^{o} C. Detta förklaras med den kemiska skiktningen (jfr kapitel 2.4.).

Uppvärmningsfasen började i mitten av april i samband med islossningen. Isotermerna under denna tid är i diagrammet lodräta vilket indikerar fullständig blandning. I slutet av maj började språngskiktet att utbildas varvid den övre vattenmassans temperatur successivt ökade medan temperaturförändringarna under språngskiktet blev allt mindre.

Under juli och augusti - september sjönk språngskiktet successivt ned till cirka 18 m samtidigt som sjöns värmeinnehåll steg. Avkylningsfasen började i första delen av september varvid yttemperaturen sjönk från 16^{o} - 12^{o} C samtidigt som språngskiktet sjönk något ytterligare. Under oktober utplånades de sista resterna av språngskiktet samtidigt som sjön började cirkulera. Sin maximala täthet fick Ekoln i mitten av november.

I slutet av november slutade sjön att cirkulera vid en temperatur av 2^{o} C varefter omvänd skiktning åter inträdde.

2.4. Ekolns hydrologi (sammanfattning)

De hydrologiska förhållandena i Ekoln har tidigare beskrivits (Carlsson & Kvarnäs, 1968; Kvarnäs, 1970; Kvarnäs & Lindell, 1970; Kvarnäs & Lindell, 1973). Därför ges enbart en sammanfattning av tidigare arbeten kompletterad med senare iakttagelser. Sammanfattningen är dels ägnad att belysa de processer som har speciell betydelse för den i senare kapitlet redovisade saltbudgetmodellen dels att ge en allmänt hållen information om inskiktningsprocesser i en medelstor dimiktisk sjö.

Vid isläggning, som i Ekoln normalt inträffar omkring den 15 december, stabiliseras Ekolns vattenmassor. Inströmmande åvatten är då på grund av högre salthalt i regel tyngre än Ekolns bottenvatten vilket medför att det inströmmande vattnet breder ut sig över bottnen i form av täthetsströmmar (fig. 28d). Efter isläggningen sker i bottenregionen ingen nämnvärd vertikal blandning varför det inströmmande åvattnet deponeras relativt oblandat i detta skikt.

Under vintern fortgår utfyllnadsprocessen av inströmmande åvatten i Ekolns djupare partier men inskiktning sker även i ytan (jfr de något förhöjda värdena i vertikal 3) (fig. 28a) vilket förklaras av att mycket kallt (nära 0^{o} C) åvatten är lättare än Ekolnvatten trots sin högre halt av lösta salter. Vid den initiala spädningen då Fyrisåvattnet träffar Ekolnvattnet skapas två vattenmassor, en tyngre än Ekolnvattnet och en lättare som inskiktas både i ytan och i botten. Denna process antas vara möjlig på grund av både Ekolns och Fyrisåns vinterstratifiering i ytan i samband med istäckning. Frekvensen av inskiktning i ytan under denna årstid är ej klarlagd men torde bero på framför allt Fyrisåns temperatur och om ån är istäckt eller ej.

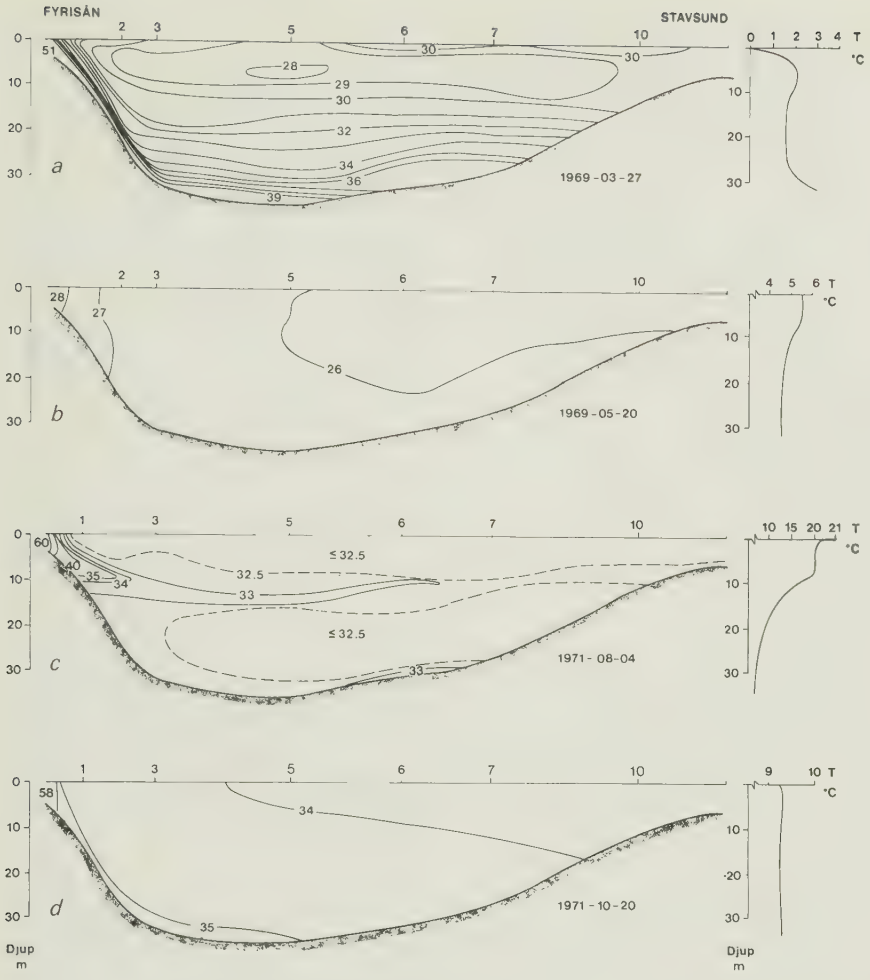


Fig. 28a-d. Specifik ledningsförmåga (mS/m) (medelvärde i sektionerna 2, 3, 5, 6, 7 och 10) och temperatur (medeltemperatur sektion 5) från ett antal synoptiska undersökningar i Ekoln.

Ekoln visar sig under senvintern vara termiskt instabil i skiktet 12 - 14 m. På grund av hög salthalt uppvisar åvattnet högre täthet i förhållande till sin temperatur än omgivande "Ekolnvatten". Detta orsakar ett temperaturavtagande med djupet, vilket framträder tydligt i temperaturprofilen (fig. 28a). Värmetillförseln från sedimenten medför att effekten ej är markerad i de bottennära skikten där temperaturen ökar med djupet. Den grunda tröskeln (6 m) i sundet mellan Ekoln och Skofjärden utgör en effektiv spärr för uttransport av bottenvatten. Under vintern sker därför

en anrikning av inströmmande åvatten. Det vatten som transporteras ut ur Ekoln är vatten härrörande från höstcirkulationen. Under våren (fig. 28b) inträffar islossning och vårflod ungefär samtidigt, vilket medför att den termiska skiktningen bryts samtidigt som det inströmmande åvattnets täthet avtar på grund av lägre saltkoncentration. Detta resulterar i en fullständig blandning som fortgår så länge som vattnet är oskiktat. Efter denna period stiger salthalten i ån samtidigt som den termiska skiktningen förstärks.

Under sommaren (fig. 28c) sker inskiktning och blandning i och över språngskiktet medan vertikalt utbyte med vattenmassan under språngskiktet förhindras av den kraftiga täthetsskiktningen. Vid måttligt starka vindar kan språngskiktet på lovartsidan tryckas ned tillfälligt och därmed även blandningszonen utan att något utbyte med underliggande vattenmassor äger rum. På läsidan rivs språngskiktet upp, med påföljd att inskiktat åvatten inblandas i epilimnion.

För att något belysa de termiska förhållandena i Ekoln sommartid presenteras temperaturdata från stationerna T1 och T2 perioden 1970-07-06 - 1970-08-08 (fig. 29). Tidsintervallet 1 dygn har valts för att filtrera bort inverkan av Ekolns interna uninodala interna seich (beräknad till 10 timmar) och övriga kortperiodiska svängningar liksom dygnsrytmik i värmeinnehåll.

De flesta här observerade svängningarna har kunnat härledas till en bestämd vindepisod. Då stationerna jämföres med varandra visar det sig att temperaturvariationerna är mycket likartade. Stationen T2 ligger fritt exponerad för vindar från den väst-östorienterade Lårstaviken medan station T1 är fritt exponerad för vindar från södra delarna av Ekoln, vilket har fått till följd att båda stationerna utgör "lovartlokaler" vid sydvästliga till västliga vindar. Nedtryckning av språngskiktet förekom på båda stationerna vid tidpunkterna (i figuren benämnda) a, b, c och f. Vindarna vid respektive situation var för a: SV 5-8 m/s, för b: SV-V 6-8 m/s, för c: SV cirka 8 m/s och för f: SV-V cirka 8.5 m/s. Nedtryckning vid stationen T2 och uppvällning vid stationen T1 inträffade vid tidpunkten d, då vinden var N-NO 4-8 m/s, samt perioden mellan d och e, då vindarna var svaga övervägande nordliga till nordostliga och perioden mellan g och h, som också hade svaga vindar mellan nord och nordost. Att även västvindar ger nedtryckning vid stationen T1 beror troligtvis på den topografiskt betingade styrningen av vinden.

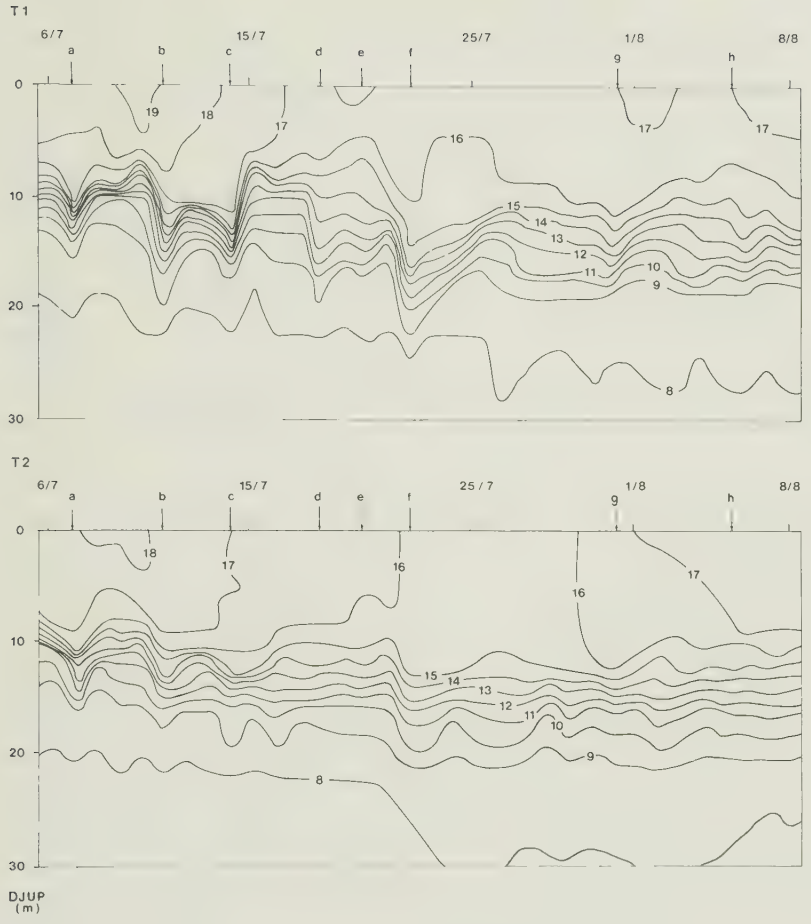


Fig. 29. Temperatur som funktion av djup och tid (dygnsmedelvärde) vid stationerna T1 och T2 tiden 1970-07-06 - 1970-08-08.

Under hösten inträffar konvektion på grund av avkylning, varvid ytvatten successivt blandas med underliggande vattenmassor. Vid den tidpunkt då Fyrisåns vatten har samma täthet som Ekolns homoterma vatten sker fullständig inblandning av det inströmmande vattnet. Då åvatten under hösten avkyles snabbare än sjövatten erhåller åvattnet dock på relativt kort tid en större täthet och bildar en täthetsström (fig. 28d) som inblandas i sjöns djupare partier. Utfyllnaden av tyngre åvatten pågår sedan hela vintern.

2.5. Modell

I detta avsnitt ges en beskrivning av den föreslagna modellen. Inledningsvis behandlas massbalans varvid vattenomsättningen diskuteras. Därefter beskrivs modellstrukturen och de ingående processerna. Tekniken vid härledning av blandningsekvationer visas för ett typfall varefter modellflödet diskuteras steg för steg. Avsnittet avslutas med en resultatredovisning där erhållna modellresultat verifieras och diskuteras.

2.5.1. Massbalansekvation

Allmänt kan massbalansekvationen för en fullständigt blandad sjö skrivas som en differentialekvation (Chapra, 1977):

$$V \cdot \frac{dC}{dt} = Q1 \cdot C1 - Q2 \cdot C - A \cdot U_s \cdot C \qquad (5)$$

där V = sjövolymen;
A = sjöarean (egentligen sedimentationsytan);
$Q1$ = flödet in i sjön;
$Q2$ = flödet ut ur sjön;
$C1$ = koncentration i tillflödet;
C = koncentration av något ämne i sjön;
U_s = sedimentationshastighet för ämnet i fråga;

dess "steady state" lösning är:

$$\bar{Q}1 \cdot \bar{C}1 - Q2 \cdot \bar{C} - A \cdot \bar{U}_s \cdot \bar{C} = 0 \qquad (6)$$

Om man vill studera tidsvariationerna av någon variabel, fortfarande under antagande av fullständig inblandning, kan man genom att införa finita differensen teckna massbalansekvationen som:

$$Q1_t \cdot C1_t + V_{t-1} \cdot C_{t-1} - A \cdot U_s \cdot C_t - Q2_t \cdot C_t - V_t \cdot C_t = 0 \qquad (7)$$

Genom denna ekvation kan vilken av de ingående parametrarna som helst studeras förutsatt att de övriga är kända. För ett konservativt ämne faller

termen $A \cdot U_s \cdot C_t$ bort och koncentrationen vid tiden t i sjön kan skrivas som:

$$C_t = (Q1_t \cdot C1_t + V_{t-1} \cdot C_{t-1})/(Q2_t + V_t) \qquad (8)$$

Genom upprepad användning av denna ekvation kan således, under förutsättning av fullständig blandning, sjöns tidsmässiga respons på t. ex. en ändring i inflödet studeras.

I den tempererade zonen undergår en sjö normalt två cirkulationer och dessemellan är sjön skiktad. Även inflödet av vatten är styrt av processer som är avhängiga årstidsvariationerna både kvalitativt och kvantitativt. Detta medför att det tillförda vattnet (ämnet) ej alltid blandas med hela vattenmassan. Ofta sker inblandning i ett horisontellt skikt vars mäktighet och vertikala position varierar med årstiden (jfr kapitel 2.4.) och styrs av densitetsfördelningen (temperatur och salthaltsfördelningen) i både sjö och tillflöde. Detta gör ekvation (8) oanvändbar för en beskrivning av massbalans eftersom här hela vattenmassan involveras i processen. Ekvation (8) gäller approximativt för vår och höst och under förutsättning att transittidsfördelningen är ekvivalent med åldersfördelningen (Eriksson, 1971). Låt oss i stället införa begreppet aktiv blandningsvolym och definiera denna som den volym vatten i sjön som mottager det tillförda vattnet. Den aktiva blandningsvolymen kommer då att variera med årstiden. De lagar som styr den aktiva blandningsvolymens variation kan bestämmas empiriskt. Temporalt sett styrs processen av de meteorologiska förändringarna. Genom att enbart mäta "input" i vid bemärkelse till systemet är det vidare teoretiskt möjligt att bestämma vattenkvalitévariationerna i en sjö eller ett sjösystem förutsatt att de empiriska lagarna är kända med tillräcklig noggrannhet.

Då man vill studera hastigheten i processen eller försöka kvantifiera den till storlek används begreppet omsättningstid. Omsättningstiden för vatten definieras som volymen dividerad med totala tillförseln eller bortförseln av vatten. På motsvarande sätt kan omsättningstider för vilka som helst i vattnet ingående element definieras genom att ersätta volym med mängd och till- respektive bortförsel med transport in respektive ut ur ett system.

För ett konservativt ämne överensstämmer omsättningstiden med vattnets omsättningstid men för ett icke konservativt ämne minskar omsättningstiden ju mer biologiskt aktivt det är och/eller om de sedimenterar. Vid resuspension av tidigare sedimenterat material kan omvänt omsättningstiden öka.

2.5.2. Modellstruktur

Den modell som konstruerats och använts är strukturerad enligt figur 30. Blandningsekvationer (modifieringar av ekvation (8)) utgör det centrala i modellen och dessa tillämpas genom upprepad användning tidssteg för tidssteg. Inskiktningskriterier grundade på empiriska samband dikterar valet av ekvation. Indata består av morfometriska data (landarea, sjöarea, sjövolym och hypsografiska kurvan), vattenföring, vattenstånd, vattentemperatur och salthalt i tillflödena. Utdata består av bland annat vertikala salthaltsfördelningen i Ekoln som funktion av djup och tid och Ekolns saltbalans.

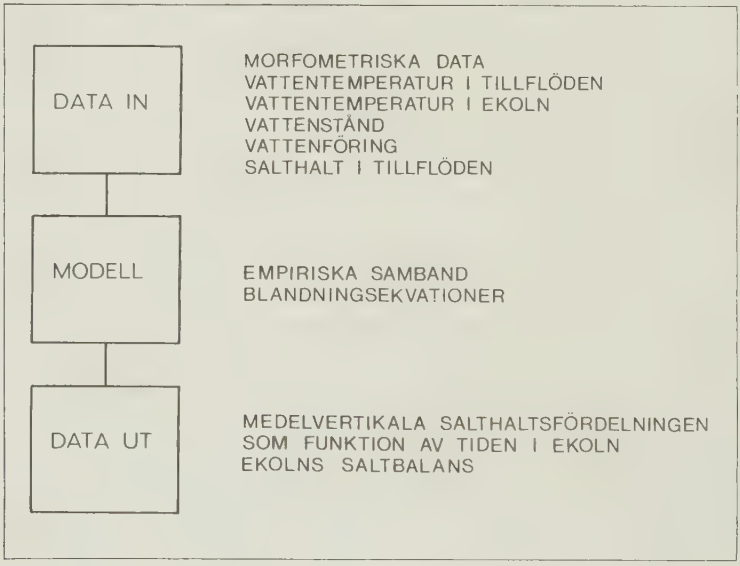


Fig. 30. Modellstruktur.

2.5.3. Ingående processer

För att få en inblick i modellens funktion är det lämpligt att sammanfatta de ingående processerna. Dessa kan uppdelas i fyra faser (fig. 31).

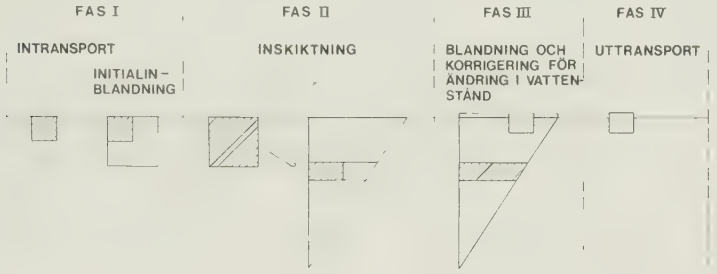


Fig. 31. Schematisk bild illustrerande de olika faserna i modellen.

Fas 1

Då en flod mynnar ut i en sjö avtager dess rörelseenergi och potentiella energi. Den så frigjorda energin orsakar en initialblandning med primärt ytvatten. Enligt Bell (1947) är hydrauliska radien, effektiva tätheten (täthetsdifferensen mellan inströmmande vatten och sjön) och rörelseenergin de bestämmande faktorerna för initialinblandningen. En ökning i effektiva tätheten liksom hydrauliska radien reducerar blandningen medan en ökning i tillgänglig energi ökar den.

Effekten av denna initialinblandning studerades i Shaver Lake av Bell (1947). I denna sjö skedde inskiktningen i ett mellanliggande skikt och var termiskt betingad. På grund av initialinblandningen ökade storleken på täthetsströmmen med 2 till 5 gånger den inströmmande flodens volym. Det vill säga utspädningsfaktorn (M) varierade mellan 2 och 5 och var proportionell mot i första hand flödet. I Ekoln har M bestämts till 2.5 vintertid och cirka 3 sommartid.

Därför har i modellen utspädningsfaktorn (M) satts lika med en konstant (M = 3) och volymen ytvatten som inblandats gjorts proportionell mot vattenföringen Q så att $V = M \cdot Q$.

Fas II

I fas II sker inskiktningen varvid det med ytvatten utspädda åvattnet inlagras på den nivå där det täthetsmässigt sett hör hemma. Eftersom vi förutsätter att sjöns täthetsfördelning är känd liksom tätheten på det inströmmande vattnet kan vi definiera en övre inskiktningsnivå X1 och en nedre inskiktningsnivå X2. Genom tester på material från synoptiska undersökningar har det visat sig att den nedre inskiktningsnivån X2 utgör den nivå i sjön vars täthet motsvaras av tillflödets täthet före inblandning med sjövatten och att den övre inskiktningsnivån (X1) utgör den nivå i sjön som motsvaras av tillflödets täthet efter inblandning av ytvatten.

Den synoptiska undersökning som utfördes i Granebergsviken 1968-07-24 får illustrera inskiktningsprocessen. I figur 32 visas den vertikala fördelningen av specifik ledningsförmåga och oorganiskt material i Fyrisåns mynningsområde. Åvattnet sjunker efter initialspädningen, som sker mellan vertikalerna A och B, ned till den nivå där den täthetsmässigt sett hör hemma och inblandar sig i denna nivå (8 - 12 m). Det suspenderade oorganiska materialet fortsätter däremot att sjunka genom språngskiktet. Denna separation medför att det suspenderade materialet sedan det nått ut i Ekoln fortsättningsvis ej deltager i inskiktningsprocessen. Liknande inskiktningsprocesser har bland annat studerats i Genesaretsjön (Serruya, 1977).

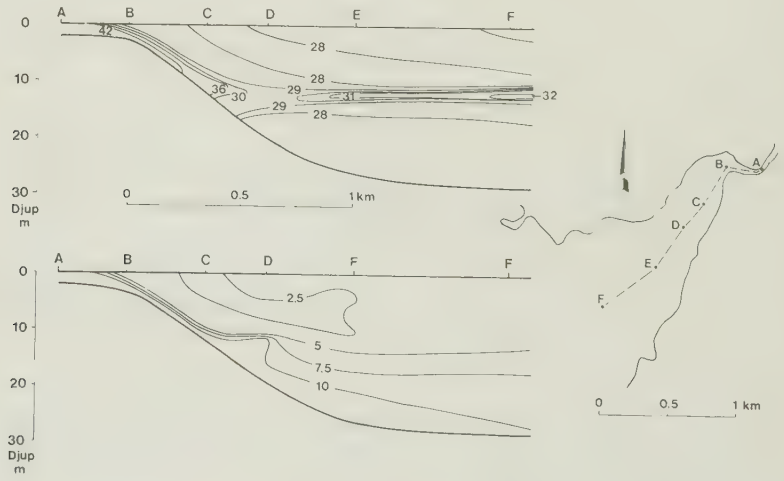


Fig. 32. Vertikal fördelning av specifik ledningsförmåga och oorganiskt material i Fyrisåns mynningsområde 1968-07-24.

Fas III

Fas III utgör själva blandningen. I modellen göres nu den approximationen att blandningen är fullständig i det skikt där inskiktning sker vilket ej är fallet i verkligheten.

Emellertid är målsättningen enbart att bestämma medelkoncentrationen som funktion av tid och djup och således ej ämnets horisontella fördelningsbild. Ett visst fel introduceras dock här i alla fall men i verifieringsfasen visas att felet ej är av någon större betydelse.

Ekvation (8) användes nu i princip här för en beräkning av C_t för det aktuella tidssteget i fråga.

Fas IV

Slutligen sker utflödet som är approximerad till summan av vattentillförseln via floder och landområden minus magasinändringen. Modellen tar således ej hänsyn till sjöavdunstning och nederbörd på sjöytan vilka antas i kvantitet vara lika stora ej heller tas någon hänsyn till grundvattentillrinning. Ur saltbalanssynpunkt spelar dock denna approximation en viss roll då nederbörden ger ett tillskott till saltbalansen. Då emellertid salthalten i Ekolnsystemet är relativt hög (150 - 200 mg/l) spelar detta en mindre roll.

2.5.4. Blandningsekvationer

Ekvation (8) gäller enbart för ett uniformt tillstånd, d.v.s. då inskiktningsnivåerna ligger fast på samma nivå. Som tidigare nämnts kommer inskiktningsnivåerna att variera med svängningarna i täthetsfördelningen dels i sjön och dels i tillflödena. Därför har ekvation (8) omarbetats att gälla samtliga möjliga kombinationer av övergångar som kan tänkas förekomma.

Fyra grundtillstånd kan särskiljas med hänsyn till positionen på inskiktningsnivåns övre och nedre begränsning (X1 respektive X2):

I $X1 = 0$ (0 = ytan)
$X2 = d_{max}$ (d_{max} = sjöns maximala djup)

II $X1 = 0$
$X2 < d_{max}$

III $X1 > 0$
$X2 < d_{max}$

IV $X1 > 0$
$X2 = d_{max}$

Genom att introducera övergångar mellan de olika tillstånden får vi 16(4 • 4) grundekvationer som beskriver blandningar benämnda enligt figur 33. Tillståndet illustreras med hjälp av en hypsografisk kurva där det streckade området anger inskiktningsvolymen.

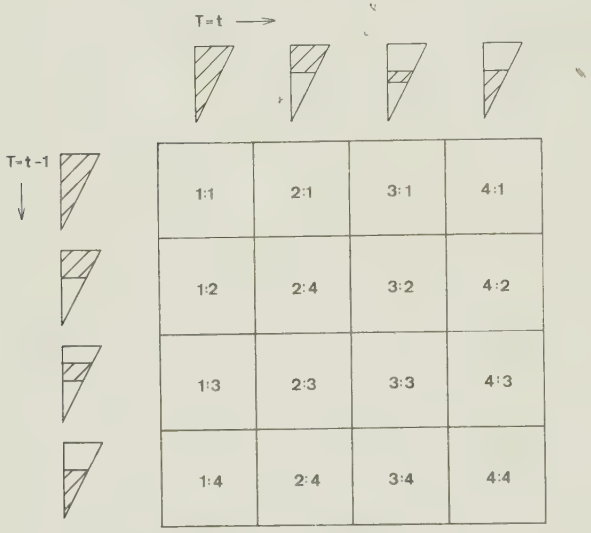


Fig. 33. Ekvationsmatris illustrerande de 16 övergångarna mellan de olika inskiktningsnivåerna. Skuggat område betecknar inskiktningsnivån.

Övergångarna är i sig själva intressanta att studera då de systematiskt penetrerar alla tänkbara mer eller mindre sannolika situationer. Ekvationerna längs diagonalen i figur 33, d.v.s. ekvationerna 1:1, 2:2, 3:3 och 4:4, kan alla sägas beskriva förändringar inom ramen för en viss regim, vår och höst (1:1), försommar (2:2), sommar (3:3) och vinter (4:4) medan ekvationerna på ömse sidor om diagonalen kommer till användning vid övergångar från en regim till en annan. Ekvationer är härledda för samtliga kombinationer. Som ett exempel på härledning av ekvationer redovisas övergången 3:2 vars uppdelning på 5 specialfall med hänsyn till läget av inskiktningsnivåerna framgår av figur 34.

Låt oss införa följande beteckningar (fig. 35) där med index 1, 2, och 3 avses förhållandena i de tre skikten från ytan räknat för tiden T = t - 1 och index 4, 5 och 6 avses förhållanden vid tiden T = t:

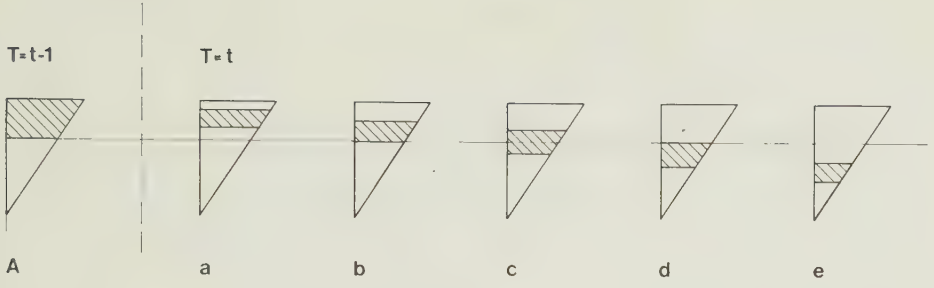


Fig. 34. Ekvation 3:2. Fem typer av övergångar illustreras.

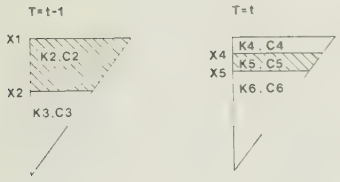


Fig. 35. Använda beteckningar vid härledning av ekvation 3:2.

K1, K2, K3 } = bråkdelar av sjöns volym där $K1 + K2 + K3 = 1$
K4, K5, K6 } $K4 + K5 + K6 = 1$

ΔK = magasinsändringen uttryckt i bråkdelar av sjövolymen (V);

C1, C2, C3 } = koncentrationen i respektive skikt;
C4, C5, C6 }

C9 = koncentrationen i tillflödena;
K9 = tillflödet per tidssteg uttryckt i bråkdelar av sjövolymen;
X1, X4 = övre inskiktningsnivån;
X2, X5 = undre inskiktningsnivån.

Blandningsprocessen,som äger rum i skiktet mellan nivåerna X4 och X5, kan för övergången A → a skrivas:

$$C2 \cdot K5 + C9 \cdot K9 = C5 \cdot K5 + C5 \cdot K9$$

vilket ger koncentrationen (C5) vid tiden T = t ;

$$C5 = (C2 \cdot K5 + C9 \cdot K9)/(K5 + K9)$$

I ytskiktet sker dels en uttransport men det vatten som tidigare fanns i detta skikt behåller samma koncentration. Följaktligen blir C4 = C2.

Uttransporten kan tecknas:

$$C4 \cdot V \cdot (K9 \pm \Delta K)$$

I skiktet under X5-nivån kan blandningsprocessen tecknas:

$$C3 \cdot K3 + C2 \cdot (K6 - K3) = C6 \cdot K6$$

vilket ger:

$$C6 = C3 \cdot K3 + C2 \cdot (K6 - K3)/K6$$

Övergångarna A → b, A → d är specialfall av A → c som kan formuleras:

$$C2 \cdot (K2 - K4) + C3 \cdot (K3 - K6) + C9 \cdot K9 = C5 \cdot K5 + C5 \cdot K9$$

vilket ger:

$$C5 = \left[C2 \cdot (K2 - K4) + C3 \cdot (K3 - K6) + C9 \cdot K9\right]/(K5 + K9)$$
$$C4 = C2$$
$$C6 = C6$$

Övergången A → e :

$$C2 \cdot K2 + C3 \cdot (K4 - K2) = C4 \cdot K4$$

$$C2 \cdot K5 + C9 \cdot K9 = C5 \cdot K5 + C5 \cdot K9$$

vilket ger:

$$C5 = (C3 \cdot K5 + C9 \cdot K9)/(K5 + K9)$$

$$C4 = \left[(C2 \cdot K2 + C3 \cdot (K4 - K2)\right]/K4$$

$$C6 = C3$$

2.5.5. Modellflöde

Modellens konstruktion och flödet genom modellen framgår i grova drag av flödesschemat (fig. 36). Varje delmoment presenteras nedan.

I

Indata lagras i en matris B(I,J) där I är tidssteget och J är de ingående variablerna. B(I,J) innehåller sjöns vertikala temperaturfördelning och tillflödenas temperatur, salthalt och vattenföring liksom vattenstånd. De ingående variablerna är:

B(I,0)	Temperatur	på	1.5 m djup
B(I,1)	"	"	3.5 m "
B(I,2)	"	"	5.5 m "
⋮			
B(I,17)	"	"	35.5 m "

Temperaturdata från stationen T2 (fig. 27) har använts. Genom medelvärdesbildning och djupinterpolering (linjär) har temperaturen framräknats för 5-dygnsintervall på varannan meters djup från 1.5 - 35.5 m (sammanlagt 18 djupnivåer). I de fall station T2 varit ur funktion har data från station T1 använts för komplettering.

B(I,18) Fyrisåns specifika ledningsförmåga (mS/m)

Medelvärdet för 5-dygnsintervall har beräknats med hjälp av linjär interpolering. Samtliga under året utförda provtillfällen har därvid utnyttjats.

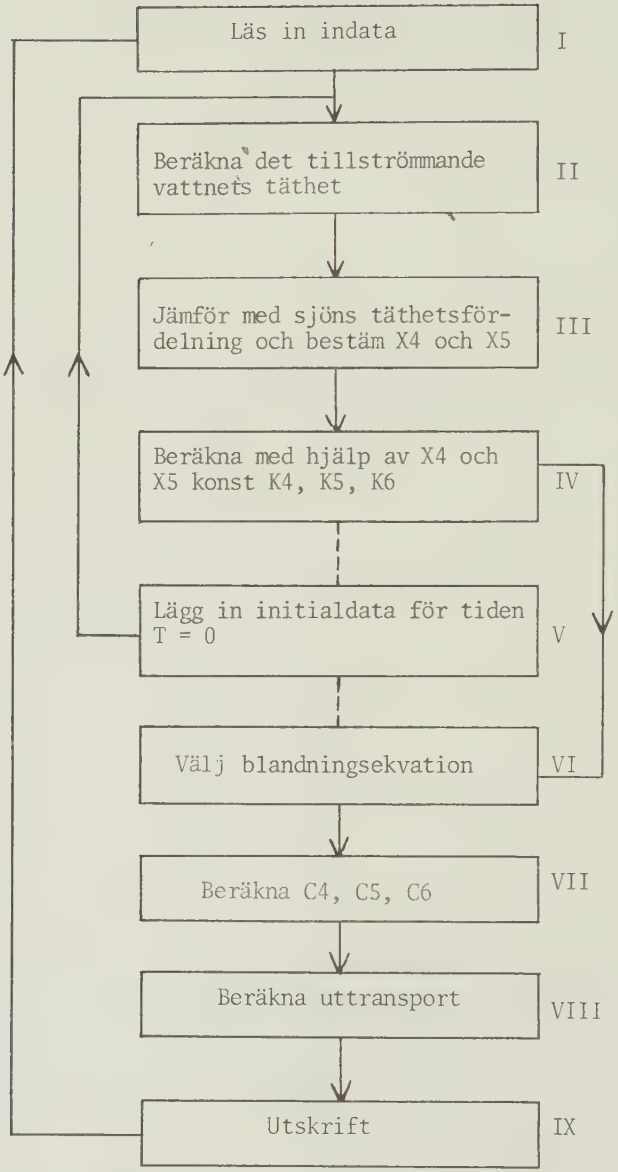


Fig. 36. Flödesschema.

B(I,19) Fyrisåns vattenföring (m^3/s)

5-dygnsmedelvärden har beräknats från timmedelvärden av Fyrisåns vattenföring som i sin tur grundar sig på observationer av vattenstånd i Fyrisån var 15:e minut (jfr kapitel 2.3.2.).

B(I,20) Fyrisåns temperatur (^{o} C)

Avser 5-dygnsmedelvärden (jfr kapitel 2.2.5. och kapitel 2.3.3.).

B(I,21) Örsundaåns specifika ledningsförmåga (mS/m)

Samma metodik som vid beräkningen av Fyrisåns specifika ledningsförmåga har använts.

B(I,22) Örsundaåns vattenföring (m^3/s)

5-dygnsmedelvärden grundade på uppgifter från SMHI angående halvmånadsmedelvärden och vattenföring omkring den 15:e varje månad för Örsundaån.

B(I,23) Vattenståndsdifferens $W_{t-1} - W_t$ (mm)

Beräknad med hjälp av pegel vid Flottsundsbron som under låg vattenföring (Q <8 m/s) väl kan anses representera vattenståndet i Ekoln.

B(I,24) Landavrinning (mm/dygn)

Jämför kapitel 2.3.2.

II

Det inströmmande vattnets täthet liksom sjöns vertikala täthetsfördelning bestäms med hänsyn till temperaturvariationer och variationen i specifika ledningsförmågan. Täthetens temperaturberoende framräknas enligt formeln (Tilton & Taylor, 1937):

$$\rho_T = 1 - \frac{(T - 3.9863)^2}{508929.2} \cdot \frac{T + 288.9414}{T + 68.12963}$$

där ρ_T = tätheten uttryckt i g/cm^3;
T = temperaturen i ^{o} C.

För att få täthetens salthaltsberoende som funktion av specifika ledningsförmågan har sambandet mellan specifika ledningsförmågan (K) och indunstningsåterstoden (I) undersökts i Fyrisån (Flottsund) (fig. 37).

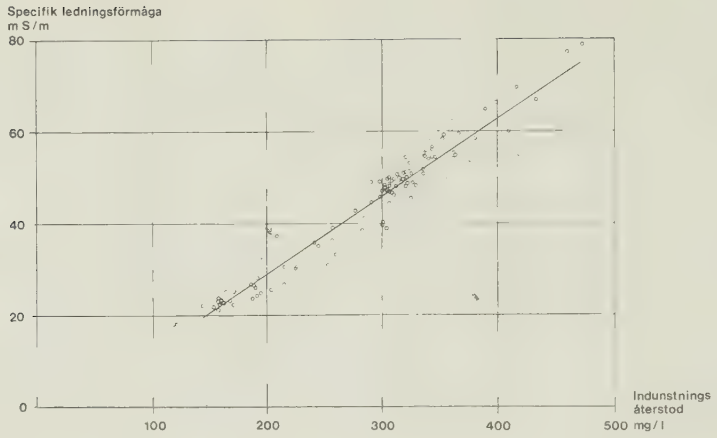


Fig. 37. Sambandet mellan specifik ledningsförmåga och indunstningsåterstod på Fyrisån.

Linjär regressionsanalys gav för 210 värdepar en korrelationskoefficient mellan K och I på 0.96. Sambandet är K = 0.169 • I - 4.87 och salthaltens bidrag till tätheten blir därför:

$$\rho_K = \frac{K + 4.87}{169\ 000}$$

där ρ_K = tätheten uttryckt i g/cm^3;
K = specifika ledningsförmågan (mS/m).

Tätheten på vattnet utgör summan av ρ_T och ρ_K.

III

Det inströmmande vattnets täthet jämföres med sjöns täthetsfördelning varvid inskiktningsnivåerna X4 och X5 (de nivåer mellan vilka åvattnet inskiktas) bestäms.

Tätheten på det inströmmande vattnet antages variera mellan ρ_a och ρ_b, där ρ_a är den täthet åvattnet får efter initialinblandning med ytvatten och ρ_b är den täthet vattnet har före initialinblandning. ρ_a och ρ_b vid tiden T = t jämföres med sjöns vertikala täthetsfördelning ρ_i, där i = = 1.5, 3.5, 5.5,....., 33.5 m vid tiden T = t - 1. Den nedre inskiktningsnivån (X5) definieras nu som den övre av de två diskreta djupnivåer

i sjön varemellan ρ_b täthetsmässigt hör hemma. Om $\rho_b < \rho_{1.5}$ sättes dock X(5) = 1.5. Den övre inskiktningsnivån X(4) definieras som den övre av de två djupnivåerna varemellan ρ_a täthetsmässigt befinner sig. Om $\rho_a > \rho_{33.5}$ sättes dock X(4) = 33.5.

IV

Ekolns djup-volymkurva ligger till grund för beräkning av K4, K5 och K6. Efter normering (volymen är satt = 100) har dess ekvation bestämts till:

$$V(X) = 0.451 + 5.614 \cdot X - 0.09905 \cdot X^2 + 0.005318 \cdot X^3$$

Genom insättning av X4 och X5 i denna ekvation blir:

K4 = V(X4)/100
K5 = V(X5)/100 - K4
K6 = 1 - K4 - K5

V

Med initialdata avses de variabler som beskriver tillståndet i sjön vid tiden T = 0. Dessa är C1, C2 och C3 respektive X1 och X2, d.v.s. salthaltsfördelning och inskiktningsnivåer i sjön.

VI

För att kunna avgöra vilken ekvation som är tillämpbar för respektive tidssteg används övre och nedre inskiktningsnivåerna. Övre och nedre inskiktningsnivåerna för tiderna T = t och T = t - 1 definierar entydigt en ekvation. Val av ekvation sker med hjälp av en uteslutningsrutin.

VII

Exempel på bestämning av C4, C5 och C6 är tidigare presenterat (jfr kapitel 2.5.4.).

VIII

Uttransporten av ämnet är produkten av utflödet (jfr kapitel 2.5.4.) och ytkoncentrationen.

IX

Utskriftsmöjligheterna kan naturligtvis varieras, men standardmässigt presenteras tidssteg, ekvation, vattenföring ur systemet, uttransport av lösta salter, specifik ledningsförmåga (C4, C5 och C6) och inskiktningsnivåer (X4 och X5).

2.6. Modellresultat och diskussion

Nedan följer en presentation av de resultat som modellen ger varvid erhållna resultat jämföres med observerade. För att kunna använda modellen måste salthaltsfördelningen i Ekoln initialt vara känd. Den första mätningen då specifika ledningsförmågan bestämdes genomfördes den 14 mars. Modellen kalibrerades så att beräknad medelkoncentration överensstämde med observerad vid detta tillfälle. I tabell 10 redovisas beräknad och observerad specifik ledningsförmåga uttryckt i mS/m. De beräknade värdena överensstämmer väl med observerade. En korrelation på +0.86 visar att ett positivt samband existerar. De observerade värdena sprider något mera än de beräknade (standardavvikelse 1.2 respektive 0.3 mS/m). Detta kan man förvänta sig eftersom det i modellen antages att blandningen är fullständig (d.v.s. salthalten konstant) i respektive djupintervall. Detta är ej fallet i verkligheten. Medelvärdena för beräknad och observerad specifik ledningsförmåga överensstämmer väl med varandra; 33.6 respektive 33.7 mS/m.

I figur 38 redovisas hur inskiktningsnivåerna (skuggat område) varierar med djupet i Ekoln. Resultatet överensstämmer väl med de observerade inskiktningsnivåerna (markerade x) liksom med övriga i kapitel 2.4. redovisade inskiktningsförhållandena.

Under januari sker inskiktning i så gott som hela volymen. Detta antages bero på den kraftiga mildperiod med höga flöden som inträffade denna månad vilket åstadkom en kraftig initialinblandning och därmed utjämnade täthetsförhållandena mellan tillflöde och sjö. Under februari och mars sker inskiktning i djupare partier. I april sker ett tydligt regimbyte i samband med islossning och vårflod. Åvattnets täthet minskar nu mycket hastigt på grund av en snabb uppvärmning och att saltheten avtager i ytan. Ekolnvattnets täthet ökar däremot fram till den tidpunkt då täthetsmaximum 4^{o} C nås med andra ord täthetsdifferensen mellan å- och sjövatten förstärks vilket får till följd att åvattnet inskiktas i ytan.

Tabell 10. Jämförelse mellan observerad och beräknad specifik ledningsförmåga (mS/m) i Ekoln 1971.

Period	Djupintervall (m)	OBS	BER	Vägda medelvärden OBS	Vägda medelvärden BER
12/3 - 16/3[1]	0 - 31.5	33.6	33.7	33.9	33.9
	31.5 - 50	38.9	37.9		
21/5 - 25/5[1]	0 - 1.5	32.1	30.4	32.4	33.3
	1.5 - 50	32.4	33.4		
20/6 - 24/6[1]	0 - 3.5	32.5	33.2	32.9	33.3
	3.5 - 7.5	32.9	33.7		
	7.5 - 50	33.0	33.2		
30/6 - 4/7[2]	0 - 5.5	33.2	33.4	33.4	33.3
	5.5 - 50	33.4	33.2		
25/7 - 29/7[3]	0 - 9.5	33.2	33.6	33.5	33.6
	9.5 - 13.5	33.6	33.8		
	13.5 - 49	33.6	33.6		
30/7 - 3/8[2]	0 - 7.5	33.3	33.6	33.8	33.6
	7.5 - 11.5	34.1	34.0		
	11.5 - 50	33.6	33.0		
4/8 - 8/8[2]	0 - 7.5	33.3	33.6	33.5	33.6
	7.5 - 11.5	33.8	34.0		
	11.5 - 50	33.5	33.4		
13/9 - 19/9[3]	0 - 19.5	33.4	33.8	33.4	33.9
	19.5 - 23.5	33.3	34.2		
	23.5 - 49	33.2	33.3		
28/9 - 2/10[2]	0 - 19.5	34.0	33.8	34.1	33.8
	19.5 - 50	34.2	33.9		
18/10 - 22/10[3]	0 - 35.5	34.0	34.1	34.0	34.1
	35.5 - 50				

1) kemisk undersökning på station Ekoln 3
2) synoptisk undersökning enligt provtagningsnät figur 20
3) synoptisk undersökning omfattande sektion 12

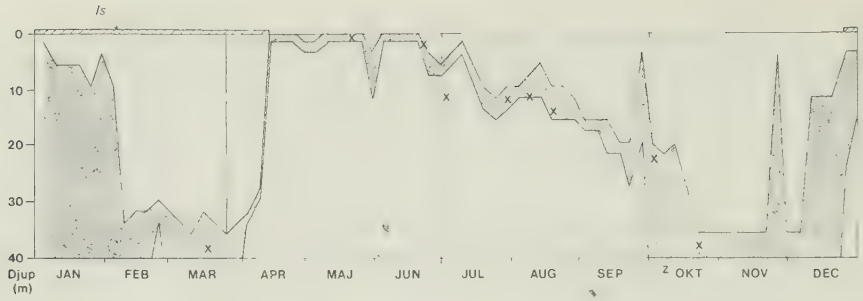


Fig. 38. Beräknad inskiktningsnivå (skuggat område) som funktion av djup och tid i Ekoln 1971. Observerade inskiktningsnivåer markerade med kryss (x).

I sista veckan av maj sker en tillfällig inskiktning på en lägre nivå vilket är en effekt av de meteorologiska förhållandena: En högtrycksperiod med varmt väder åstadkom en kraftig ytuppvärmning i Ekoln samtidigt som Fyrisåns salthalt steg i samband med avtagande vattenföring. Vattnet slutade att permanent inskiktas i ytan först 15 dagar senare (omkring den 10 juli). Under resten av sommarperioden sker inskiktning i språngskiktet som successivt sjunker. I månadsskiftet september oktober börjar Ekolns strafifiering att avta och sjön antar enhetlig temperatur i mitten av oktober. På grund av snabbare avkylning av åvattnet börjar detta inskiktas i bottenregionen redan omkring den 1 oktober. I slutet av november får Ekoln maximal täthet $+4^{o}$ C vilket resulterar i att åvattnet tillfälligt inskiktas i nästan hela volymen. Under december var åvattnet varmare än normalt och inskiktades trots en förhöjd salthalt i Ekolns centrala vattenmassa.

Den resulterande fördelningsbilden av specifik ledningsförmåga (fig. 39) ger en god bild av vertikala koncentrationsdifferenser som uppstår på grund av skiftande inskiktningsförhållanden.

Under våren i samband med cirkulationen utjämnas salthalten i vertikalled samtidigt som den sjunker cirka 0.5 mS/m. Någon fullständig blandning visar ej modellen vilket beror på att det som normalt initierar och vidmakthåller cirkulationen under vår och höst är vindenergin något som ej modellen tar hänsyn till.

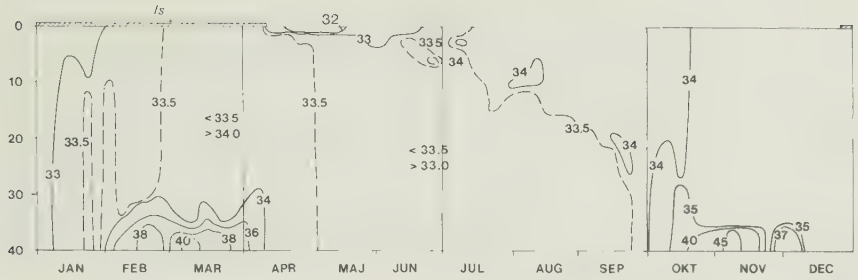


Fig. 39. Beräknad specifik ledningsförmåga som funktion av djup och tid i Ekoln 1971.

Saltbalansen som plottats i figur 40 visar att den största omsättningen av salter sker under vårfloden trots att salthalten i det inströmmande vattnet är låg.

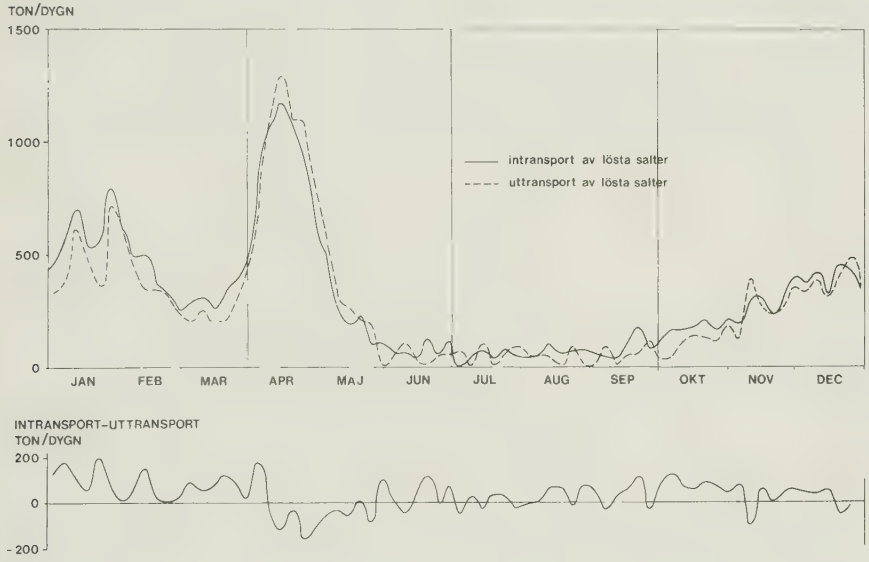


Fig. 40. Total intransport och uttransport (Erikssund) av lösta salter under 1971.

Totalt under året omsätts 0.99 milj. ton salter varav under vårfloden (40 dygn) 0.35 milj. ton omsätts motsvarande 36 % av totala omsättningen.

Under vintern sker en upplagring av salter i Ekoln - saltutflödet är mindre än saltinflödet. Under vårflod är uttransporten större än intransporten detta beroende på att saltare vintervatten trängs ut på bekostnad av saltfattigt vårflodsvatten. Den ökade magasineringen i början av vårfloden till följd av vattenståndshöjning minskar dock denna effekt. Under sommarmånaderna växlar förhållandena men från och med september börjar sjön på nytt att bygga upp ett överskott som fortgår med smärre avbrott fram till undersökningsperiodens slut.

De erhållna modelldata visar att förhållanden under vårfloden är helt avgörande för de långsammare fleråriga svängningarna i systemets saltbalans. Under ett normalår med normal vårflod är omsättningen av salter betydligt större än under detta testår.

Som en illustration till hur det långsammare systemet (sjön) svarar mot det snabbare systemet (Fyrisån) presenteras specifika ledningsförmågan i Fyrisån i jämförelse med Erikssund (fig. 41). Observerade värden är här plottade mot beräknad specifik ledningsförmåga. Intressant är att notera dels den låga utjämnade ledningsförmågan i Erikssund och dels den goda överensstämmelsen mellan observerad och beräknad specifik ledningsförmåga.

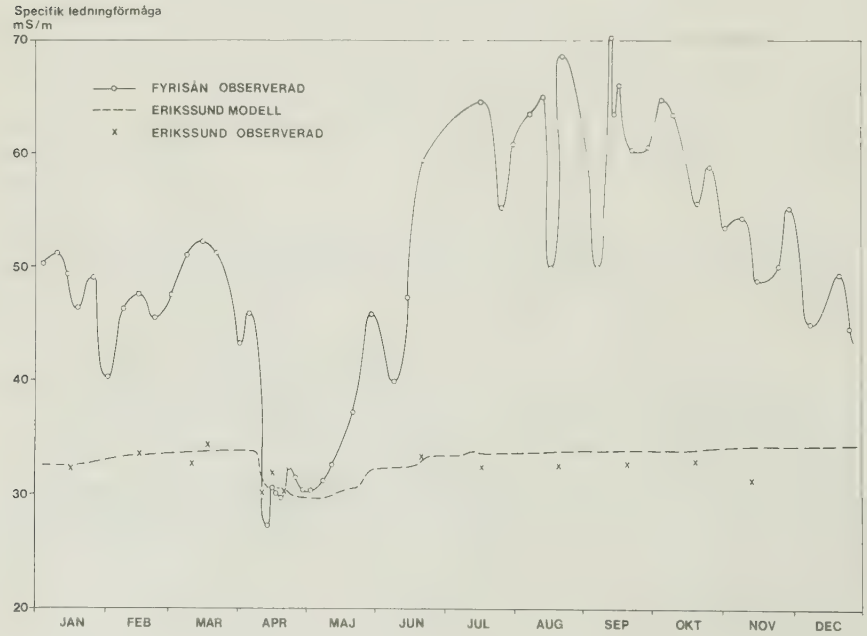


Fig. 41. Specifik ledningsförmåga i Fyrisån och Erikssund 1971.

I figur 42 presenteras i matrisform frekvensen av övergångar mellan olika regimer under år 1971. Sammanställningen visar att av de fyra ekvationer som beskriver förändringar inom ramen för en regim är ekvation 1:1, vilken beskriver fullständig blandning, ej representerad. Detta har ovan kommenterats. Ekvation 2:2, som motsvarar inskiktning i ytan, förekommer enbart under vår och försommar och sammanlagt 12.3 % av tiden. Inskiktning på en mellanliggande nivå (ekvation 3:3) förekommer under sommaren men har även förekommit i enstaka fall under senhösten. Sammanlagt förekommer inskiktning i ett intermediärt skikt 42.5 % av tiden. Inskiktning i bottenregionen (övergångstyp 4:4) förekommer under höst- och vinterperioden sammanlagt 45.2 % av tiden.

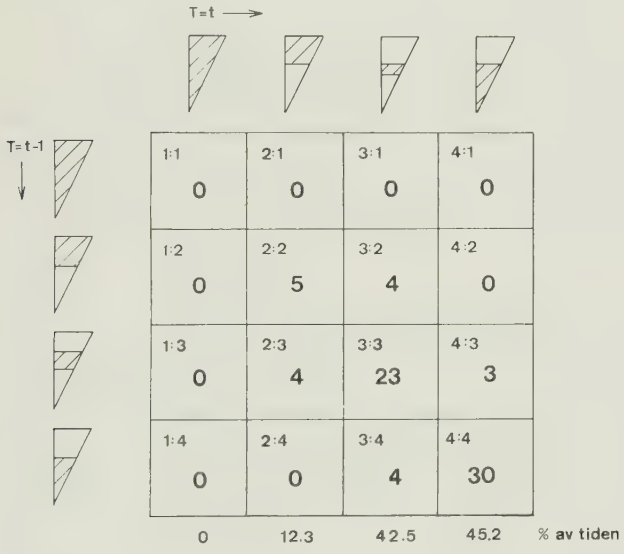


Fig. 42. Frekvensen av övergångar mellan olika inskiktningsregimer 1971.

Inte mindre än 15 ggr/år sker övergång från en regim till en annan d.v.s. övergångar på ömse sidor om diagonalen 1:1 - 4:4. Förekomsten av dessa övergångar är mest frekvent under vårperioden. De orsakas då av stora temporala täthetsvariationer i tillflödet vilka i sin tur är en följd av stora variationer i både salthalt och temperatur i samband med vårfloden.

Sammanfattningsvis kan alltså konstateras att som ifrån början antogs de meteorologiska processerna styr inte bara en sjös dynamik utan även dess inskiktningsförhållanden och saltbalans.

2.7. Slutsatser

Utifrån en linjär saltbalansmodell har den temporala vertikala salthaltsvariationen i Ekoln bestämts. Ingångsdata är meteorologiska och hydrologiska variabler av standardkaraktär. Avsikten har varit att visa att man med hjälp av sådana enkla modeller kan belysa hur ett trögare system påverkas av och svarar mot variationer i tillflödena. Modellen är grovt strukturerad och kan betraktas som en stark förenkling av verkligheten. Modellen kan givetvis förbättras i många avseenden. Men varje ökning i dess komplexitet minskar dess allmängiltighet och kräver mera information av empirisk karaktär. Tidsskalan som väljs bör utan tvekan vara beroende av systemets uppehållstid på så sätt att system med lång uppehållstid får ett relativt långt tidssteg och vice versa. Med ytterligare kännedom om transport- och urlakningsmekanismerna i avrinningsområdet bör i framtiden även totalsalthaltens temporala variation empiriskt kunna bestämmas för många tillflöden. Det ligger även inom möjligheternas ram att med meteorologiska data kunna fastställa en sjös vertikala täthetsstratifiering. Ingångsdata skulle i så fall inskränka sig till enbart morfometriska och meteorologiska data och modellen som sådan skulle kunna tillmätas stor allmängiltighet.

Förutsatt att man känner till de icke konservativa ämnenas nedbrytningshastighet och sedimentation bör även fördelning av sådana icke konservativa substanser kunna modelleras. Åtskilligt med forskning ägnas för närvarande åt t. ex. fosforreduktion i sjöar men då sedimentationsprocessen i nuläget ej är känd med tillräcklig noggrannhet (jfr Dillon, 1975; Kvarnäs, 1978), ligger det utom ramen för detta arbete att göra en ansats.

3. SLUTORD

Dessa studier har utförts inom ramen för det program som Naturvårdsverkets limnologiska undersökning (tidigare Mälarundersökningen) bedriver sedan 1964 i landets större sjöar.

Jag vill först rikta ett varmt tack till min handledare professor Erik Eriksson för det inspirerande engagemang som varit en förutsättning för arbetets genomförande liksom till min chef laborator Thorsten Ahl för ett aldrig sviktande stöd. Många har aktivt deltagit i verksamheten under årens lopp. Till alla dessa vill jag framföra ett varmt tack. För värdefull kritik och intressanta diskussioner i samband med både uppläggning och genomförandet av detta arbete vill jag tacka fil.dr. Tommy Lindell liksom docent Lars Håkanson som kritiskt granskat mitt manuskript.

Marianne Berglund har renskrivit manuskriptet och Kerstin Andersson har ritat figurerna. Den engelska sammanfattningen har språkgranskats av Ramona Källström.

4. LITTERATURFÖRTECKNING

Ahl, T., 1973. Mälarens belastning och vattenkvalitet. - Scripta Limnologica Upsaliensia 332. Uppsala.

Ayers, J.C., 1956. A dynamic height method for the determination of currents in deep lakes. - Limnology and Oceanography 1, pp. 150 - 161.

- 1959. The currents of Lakes Michigan and Huron. - Great Lakes Research Institute, University of Michigan. Ann Arbor, Michigan.

Bell, H.S., 1947. The effect of entrance mixing on the size of density currents in Shaver Lake. - Transactions American Geophysical Union 28:5.

Birchfield, G.E., 1967. Horizontal transport in a rotating basin of parabolic depth profile. - Journal of Geophysical Research 72:24, pp. 6155 - 6163.

Björck, A. & Dahlquist, G., 1969. Numeriska metoder. - AB CWK Gleerup Bokförlag. Lund.

Carlsson, B. & Kvarnäs, H., 1968. Fyrisåvattnets inskiktning i Ekoln. - Naturgeografiska institutionen. Uppsala.

Carter, R.W. & Davidian, J.D., 1965. Discharge ratings at gaging stations. - United States Department of the Interior Geological Survey, Surface Water Techniques Series Book 1 Chapter 12.

Chapra, S.C., 1977. Total phosphorus model for the Great Lakes. - Journal of the Environmental Engineering Division, pp. 147 - 161.

Csanady, G.T., 1967. Large-scale motion in the Great Lakes. - Journal of Geophysical Research 72:16, pp. 4151 - 4162.

Csanady, G.T., 1968. Simple analytical models of wind-driven circulation in the Great Lakes. - Proceedings 11th Conference on Great Lakes Research, pp. 317 - 384.

- 1975. Circulation, diffusion and frontal dynamics in the coastal zone. - Journal of Great Lakes Research 1:1, pp. 18 - 33.

- 1976. Topographic waves in Lake Ontario. - Journal of Physical Oceanography 6:1, pp. 93 - 103.

Csanady, G.T. & Scott, J.T., 1974. Baroclinic coastal jets in Lake Ontario during IFYGL. - Journal of Physical Oceanography 4:5, pp. 524 - 541.

Dillon, P.J., 1975. The phosphorus budget of Cameron Lake, Ontario. The importance of flushing rate to the degree of eutrophy of lakes. - Limnology and Oceanography 20:1, pp. 28 - 39.

Ehlert, K., 1970. Mälarens hydrologi och inverkan på denna av alternativa vattenavledningar från Mälaren. - Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut/Hydrologi 8. Stockholm.

Eriksson, E., 1971. Compartment models and reservoir theory. - Annual Review of Ecology and Systematics 2, pp. 67 - 84.

Fofonoff, N.P., 1962. Dynamics of ocean currents. - I: The Sea, Vol. 1, M.N. Hill (ed.), Interscience, pp. 323 - 395.

Haamer, J., 1974. Current measurements with gelatin pendulums. - VATTEN 1/74, pp. 49 - 53.

Hjulström. F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. - Almqvist & Wiksells Boktryckeri AB. Uppsala.

- 1944. Uppsalaåsen. Karta med beskrivning. - Geographica nr 15, pp. 313 - 379.

Håkanson, L., 1977. Sediments as indicators of contamination - investigation in the four largest Swedish lakes. - SNV PM 839/Naturvårdsverkets limnologiska undersökning 92. Uppsala.

- 1978. Vänerns morfometri och morfologi - en sjömorfometrisk handbok. - LiberFörlag. Stockholm.

Kvarnäs, H., 1970. Regionala och temporala studier av spridnings- och inskiktningskarakteristika i Ekoln, Mälaren. - Regional and temporal studies of distribution and inflow characteristics in Lake Ekoln, Mälaren. - Nordisk Hydrologisk Konferens Stockholm 27 - 29 augusti 1970. Volym 1.

- 1975. Den geostrofiska strömningen i Värmlandssjön (Vänern). - The geostrophic current of Lake Värmlandssjön (Lake Vänern). - SNV PM 561/Naturvårdsverkets limnologiska undersökning 79. Uppsala.

- 1978. Estimates of phosphorus concentration in subareas of lakes from concentration gradients of total disolved solids. - (antagen för publicering i VATTEN 3/78).

Kvarnäs, H. & Lindell, T., 1970. Hydrologiska studier i Ekoln. - UNGI Rapport 3, Naturgeografiska institutionen. Uppsala.

- 1973. A study of the interaction between lake water and river water. - Proceedings 16th Conference on Great Lakes Research, pp. 989 - 1000.

Lemming, J., Lindell, T. & Kvarnäs, H., 1971. Mälarens areal- och volymförhållanden. - Meddelanden från Naturvårdsverkets limnologiska undersökning 48. Uppsala.

- 1973. Mobilt instrument för vattenkvalitémätning in situ. - Naturvårdsverkets limnologiska undersökning 61. Uppsala.

Lindell, T., 1970. Instrument- och metodikutveckling för fysikaliska sjöundersökningar. - Development of instruments and methods for physical lake research. - Nordisk Hydrologisk Konferens Stockholm 27 - 29 augusti 1970. Volym 1.

- 1976. Water movements and exchange processes within five nearshore areas in Lake Vänern. - Vattenrörelser och vattenutbyte i Vänerns skärgårdszon. - SNV PM 672/Naturvårdsverkets limnologiska undersökning 85. Uppsala.

Lindell, T., Svensson. B. & Kvarnäs, H., 1975. Mätning av vattenstånd med hjälp av stansande pegel. - Naturvårdsverkets limnologiska undersökning/Information 6. Uppsala.

Moberg, A., 1967. Svenska sjöars isläggnings- och islossningstidpunkter 1911/12 - 1960/61. Del 1. Redovisning av observationsmaterial. - Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut/Hydrologi 4. Stockholm.

Mortimer, C.H., 1963. Frontiers in physical limnology with particular reference to long waves in rotating basins. - Proceedings 6th Conference on Great Lakes Research, University of Michigan, Great Lakes Research Division, Publication No. 10, pp. 9 - 42.

Nilsson, B., 1971. Sedimenttransport i svenska vattendrag - ett IHD-projekt. Del 1. Metodik. - UNGI Rapport 4, Naturgeografiska institutionen. Uppsala.

Nilsson, L.Y., 1969. Verkaåns avrinningsområde 1 (introduktion). - Institutionen för kulturteknik, sektionen för lantmäteri Tekniska Högskolan i Stockholm Meddelande 3:1A.

Palmer, M.D., 1975. Coastal region residence time estimates from concentration gradients. - Journal of Great Lakes Research 1:1, pp. 130 - 141.

Picket, R.L. & Richards, F.P., 1975. Lake Ontario mean temperatures and currents in July 1972. - Journal of Physical Oceanography 5:4, pp. 775 - 781.

Scott, J.T. & Landsberg, D.R., 1969. July currents near the south shore of Lake Ontario. - Proceedings 12th Conference on Great Lakes Research, pp. 705 - 722.

Scott, J.T., Jekel, P. & Fenlon, M.W., 1971. Transport in the baroclinic coastal current near the south shore of Lake Ontario in early summer. - Proceedings 14th Conference on Great Lakes Research, pp. 640 - 653.

Serruya, S., 1974. The mixing patterns of the Jordan river in Lake Kinneret. - Limnology and Oceanography 19:2, pp. 175 - 181.

Sidenvall, J., 1970. Grundvatten i Uppsalatrakten. - Kvartärgeologiska institutionen. Uppsala.

Simons, T.J., Funkquist, L. & Svensson, J., 1977. Application of a numerical model to Lake Vänern. - Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut Rapporter Hydrologi och Oceanografi 9. Norrköping.

Statens Naturvårdsverk, 1972. Vänern - ett program för tillförselkontroll, tillsyn och forskning. - SNV Publikationer 1972:13.

- 1978. Vänern - en naturresurs. - LiberFörlag. Stockholm.

Sweers, H.E., 1969. Structure, dynamics and chemistry of Lake Ontario. - Manuscript report series No. 10, Marine Sciences Branch, Department of Energy, Mines and Resources. Ottawa.

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, 1976. Årsbok Band 57 (1975). Del 2.2. Norrköping.

Sverdrup, H.U., Johnson, M.W. & Fleming, R.H., 1942. The oceans. Their physics, chemistry and general biology. - Prentice-Hall. New York.

Taesler, R., 1972. Klimatdata för Sverige. - Statens institut för byggnadsforskning. Stockholm.

Thanderz, L., 1973. Heat budget studies. - I: M. Falkenmark (ed.), Dynamic studies in Lake Velen. International Hydrological Decade Sweden Report 31. Stockholm.

Tilton, L.W., Taylor, J.K., 1937. Accurate representation of refractivity and density of distilled water as a function of temperature. - Journal of Research of the National Bureau of Standards 18, pp. 205 - 214.

Offsetcenter ab
Uppsala 1978